



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

JOSÉ ELIAS MELLEK

**“ANÁLISE HIDROLÓGICA E APLICAÇÃO DO MÉTODO DE CURVA NÚMERO
EM BACIA VERTENTE SOB COBERTURA FLORESTAL”**

CURITIBA

2015

JOSÉ ELIAS MELLEK

**“ANÁLISE HIDROLÓGICA E APLICAÇÃO DO MÉTODO DE CURVA NÚMERO
EM BACIA VERTENTE SOB COBERTURA FLORESTAL”**

Tese apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Engenharia Florestal, como parte das exigências para a obtenção do título de Doutor em Engenharia Florestal. Área de Concentração: Conservação da Natureza, Setor de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná.

Orientador:
Prof. Dr. Nivaldo Eduardo Rizzi

CURITIBA

2015

Biblioteca de Ciências Florestais e da Madeira - UFPR
Ficha catalográfica elaborada por Aparecida Noeli Furquim – CRB1309 /PR

Mellek, José Elias

Análise hidrológica e aplicação do método de curva número em bacia
vertente sob cobertura florestal / José Elias Mellek. – 2015

191 f. : il.

Orientador: Prof. Dr. Nilvaldo Eduardo Rizzi

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências
Agrárias, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Florestal. Defesa:
Curitiba, 02/03/2015.

Área de concentração: Conservação da Natureza



Universidade Federal do Paraná
Setor de Ciências Agrárias - Centro de Ciências Florestais e da Madeira
Programa de Pós-Graduação em Engenharia Florestal

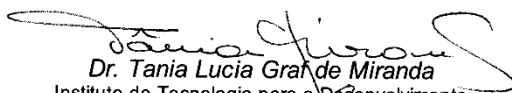
PARECER

Defesa nº. 1087

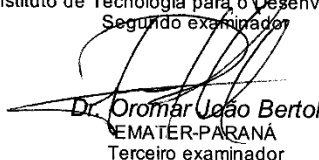
A banca examinadora, instituída pelo colegiado do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Florestal, do Setor de Ciências Agrárias, da Universidade Federal do Paraná, após arguir o(a) doutorando(a) *José Elias Mellek* em relação ao seu trabalho de tese intitulado "**ANÁLISE HIDROLÓGICA E APLICAÇÃO DO MÉTODO DE CURVA NÚMERO EM BACIA VERTENTE SOB COBERTURA FLORESTAL**", é de parecer favorável à **APROVAÇÃO** do(a) acadêmico(a), habilitando-o(a) ao título de *Doutor* em Engenharia Florestal, área de concentração em CONSERVAÇÃO DA NATUREZA.



Dr. Marcos Fernando Glück Rachwal
Embrapa Florestas
Primeiro examinador



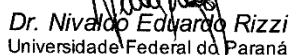
Dr. Tania Lucia Graf de Miranda
Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento
Segundo examinador



Dr. Oromar João Bertol
EMATER-PARANÁ
Terceiro examinador



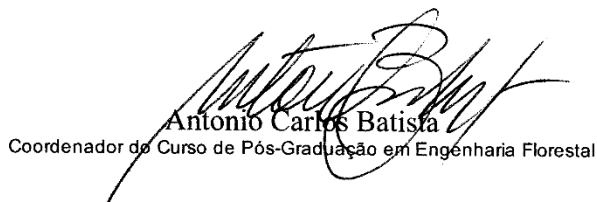
Dr. Hideo Araki
Universidade Federal do Paraná
Quarto examinador



Dr. Nivaldo Eduardo Rizzi
Universidade Federal do Paraná
Orientador e presidente da banca examinadora



Curitiba, 02 de março de 2015


Antonio Carlos Batista
Coordenador do Curso de Pós-Graduação em Engenharia Florestal

Dedico:

A **DEUS**, pai da ciência. A meu, grande amigo e senhor, **JESUS**.

Aos meus amados pais, Júlio Mellek e Conceição Albany Mellek.

Às minhas amadas irmãs Cátia, Lúcia e Sandra.

Por todo amor, por quem sou e por tudo o que consegui.

*“Filho meu, se aceitares as minhas palavras,
e esconderes contigo os meus mandamentos,
Para fazeres atento à sabedoria o teu ouvido
e para inclinares teu coração ao
entendimento,
E se clamares por entendimento, e por
inteligência alcançares a tua voz,
Se como a prata buscares
e como a tesouros escondidos a procurares,
Então, entenderás o temor do **Senhor**
e acharás o conhecimento do **Deus**.
Porque o **Senhor** dá a sabedoria; da sua
boca vem o conhecimento e o entendimento.”*

Pv 2: 1-5

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, a Deus, agradeço por tudo.

Ao meu orientador, professor Nivaldo Eduardo Rizzi, pela confiança e oportunidade de desenvolvimento da pesquisa.

Aos Dr's. Marcos Fernando G. Rachwal, (EMBRAPA), Hideo Araki (UFPR), Jorge Luiz Moretti de Souza (UFPR), pela grande ajuda concedida.

Aos funcionários da biblioteca do CIFLOMA, por todo o apoio e amizade.

Ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Florestal da Universidade Federal do Paraná, pela oportunidade.

A Capes e à Secretaria de Estado da Ciência, Tecnologia e Ensino Superior (SETI) pelo fundamental apoio financeiro.

Aos professores e amigos do Curso de Pós-graduação em Engenharia Florestal, pelos momentos, e incentivos.

Às laboratoristas do Departamento de Solos e Engenharia Agrícola, por todo apoio e colaboração, obrigado.

A todos, o meu *muito obrigado*.

RESUMO

A adoção de bacias hidrográficas como unidades naturais de planejamento e gestão ambiental é reconhecida internacionalmente. A essência de uma boa gestão dos recursos hídricos, está na existência de dados confiáveis que avaliam a disponibilidade hídrica no tempo e no espaço. Infelizmente, a cobertura de dados hidrológicos no Brasil é muito deficiente para as pequenas e médias bacias hidrográficas. Por isso, modelos matemáticos como os de chuva-vazão, por utilizarem métodos sintéticos que transformam dados de precipitação em outros de escoamento superficial, são muito utilizados para previsões futuras como forma de suprir a carência de dados fluviométricos. No país, o método desenvolvido pelo, atual Natural Resource Conservation Service (NRCS) dos EUA, o Curva Número, é amplamente utilizado, porém pode inferir em erros de estimativa através de uso indiscriminado. Diante deste contexto, foi praticada uma metodologia de trabalho visando o monitoramento de dados hidrológicos em pequena bacia experimental. Avaliou-se a confiabilidade de uso do método na estimativa do escoamento superficial desta bacia. A pesquisa ocorreu nos anos de 2011 e 2012, em uma área de 3,4 ha ocupada por Floresta Ombrófila Mista. A metodologia utilizada para este estudo foi satisfatória. Os coeficientes de determinação $r^2 = 0,9120$ e $r^2 = 0,9834$, que indicam a relação entre a precipitação externa (P_p) e a interna (P_i), obtidos respectivamente para os anos de 2011 e 2012, indicaram que a (P_i), foi influenciada, principalmente, pela (P_p). A produção de escoamento superficial representada pela vazão (Q) medida no exutório da bacia experimental não ocorreu de maneira generalizada pela área de estudo, ficando restrita às Áreas Variáveis de Afluências devido, principalmente, à presença do aquífero freático elevado nestas áreas. As baixas correlações entre (Q) x (P_p) ($r = 0,37$) e (Q) x (P_i) ($r = 0,30$) (para o ano de 2011) e entre (Q) x (P_p) ($r = 0,51$) e (Q) x (P_i) ($r = 0,48$), (para o ano de 2012), indicaram que não houve uma resposta direta da vazão em relação aos eventos de precipitação. Tais resultados indicaram que são vários os fatores a influenciar no comportamento hidrológico de bacias hidrográficas. A oscilação do nível freático, também foi influenciada pelas características fisiográficas da bacia, não respondendo, da mesma maneira a todos os eventos de precipitação. A qualidade da água subterrânea não apresentou irregularidades, estando dentro dos padrões de potabilidade previstos pelo Ministério da Saúde. Ao se estudar aspectos de solo, como velocidade de infiltração, foi possível obter um perfil da real capacidade de drenagem dos cambissolos da bacia experimental, o que foi fundamental para adaptar o Método de Curva Número às condições hidrológicas destes solos. Mesmo com tal adaptação, a precipitação efetiva (P_e) estimada para a bacia experimental foi menor que a precipitação interna (P_i) registrada na área de estudo, ou seja, produziu valores menores – subestimados - em relação à precipitação interna medida na bacia. Tanto no ano de 2011, como em 2012, quanto menores foram os volumes de precipitação interna registrados, menores foram os valores de precipitação efetiva estimados. O Método de Curva Número empregado, neste estudo, para estimar deflúvio em pequena bacia experimental, não produziu resultados acurados em relação ao desempenho hidrológico da área de estudo.*

Palavras – chave: curva número, grupo hidrológico, bacia experimental

ABSTRACT

The adoption of watersheds as natural units of planning and environmental management is recognized internationally. The essence of good management of water resources in river basins is the existence of reliable data to assess water availability in time and space. Unfortunately, the coverage of hydrologic data in Brazil is very poor for small and medium-sized watersheds. Models such as rainfall-runoff by using synthetic methods that transform rainfall data in other flow are widely used for future predictions as a way to suppress the lack of runoff data. In Brazil, the method developed by the Natural Resource Conservation Service, from USA, Curve Number is widely used. Although, can be inferred serious errors of estimations in its indiscriminate use. Given this context, a working methodology aimed at monitoring hydrological data in small experimental watershed was committed. We evaluated the reliability of using the method to estimate the runoff of the basin. The research took place in 2011 and 2012 in an area of 3.4 ha occupied by Mixed Rain Forest. The methodology used for this study was satisfactory. The coefficients of determination $r^2 = 0.9120$ and $R^2 = 0.9834$, indicating the relationship between the external precipitation (P_p) and internal (P_i), obtained respectively for the years 2011 and 2012, indicated that (P_i) was influenced mainly by (P_p). The production of runoff represented by the flow (Q) measured in the end of the experimental watershed, do not occurred by the generalized way in the study area, being restricted to the areas named flow variables, mainly due to the high water aquifer presence in these places. The low correlations between (Q) x (P_p) ($r = 0.37$) and (Q) x (P_i) ($r = 0.30$) (for the year 2011) and between (Q) x (P_p) ($r = 0.51$) and (Q) x (P_i) ($r = 0.48$), (for the year 2012), indicated that there was not a direct response of the flow in relation to precipitation events. These results indicated that there are several factors to influence the hydrology of watersheds. The oscillation of the water level was, also influenced by the characteristics of the basin physiographics, not responding the same way to all rain events. The groundwater quality showed no irregularities, being within the potability standards set by the Ministry of Health. Studying the physical and hydraulic properties and the rate of water infiltration into the soil it was possible to get a real profile of the drainage capacity of cambisols occurring in the experimental basin. This was important to adjust the Curve Number Method to hydrological conditions of these soils. However, even with the adaptation of the method, the effective precipitation (P_e) estimated for the experimental basin was lower than the internal precipitation (P_i) recorded in the study area, underestimating the internal precipitation values measured in the basin. Both in 2011, as in 2012, As lower were the internal precipitation volumes recorded in the basin, minors were estimated effective rainfall values. The Curve Number method employed in this study to estimate runoff in small experimental watershed, did not produce results consistent with those measured in the study area.

Words - key: Curve number, hydrologic group, experimental basin.

	LISTA DE FIGURAS	Pg.
FIGURA 1	ESQUEMA DE CICLO HIDROLÓGICO.....	5
FIGURA 2	PROCESSOS VERTICAIS E HORIZONTAIS DO CICLO DA ÁGUA.....	6
FIGURA 3	FLUXO DE ÁGUA NO SOLO PROVENIENTE DE PRECIPITAÇÃO EFETIVA (Pe).....	11
FIGURA 4	CARACTERIZAÇÃO ESQUEMÁTICA DO PERFIL DE ÁGUA NO SOLO.....	21
FIGURA 5	HIDROGRAMA DE VAZÃO.....	24
FIGURA 6	PRODUÇÃO DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL (Es) NAS AVA's.....	33
FIGURA 7	LOCALIZAÇÃO DA BACIA EXPERIMENTAL.....	43
FIGURA 8	DEPÓSITOS SEDIMENTARES DA FORMAÇÃO GUABIROTUBA	46
FIGURA 9	TRINCAS DE ARGILAS DA FORMAÇÃO GUABIROTUBA.....	47
FIGURA 10	DISTRIBUIÇÃO DOS SOLOS DA BACIA EXPERIMENTAL.....	49
FIGURA 11	LOCALIZAÇÃO DO EXPERIMENTO	52
FIGURA 12	PLUVIÔMETROS UTILIZADOS NO EXPERIMENTO.....	54
FIGURA 13	ENSAIO DE INFILTRAÇÃO COM ANÉIS CONCÊNTRICOS.....	56
FIGURA 14	POÇOS HÍDRICOS INSTALADOS NA BACIA EXPERIMENTAL...	58
FIGURA 15	MEDIDOR DE NÍVEL FREÁTICO.....	59
FIGURA 16	PERFIS DE SOLO E ENSAIOS DE INFILTRAÇÃO.....	60
FIGURA17	COLETA DE AMOSTRAS DE SOLO.....	61
FIGURA 18	MESA DE TENSÃO.....	61
FIGURA 19	TEXTURA DO SOLO PELO MÉTODO DO DENSÍMETRO.....	63
FIGURA 20	VERTEDOURO TRIANGULAR DE THOMPSON.....	64
FIGURA 21	CARGA HIDRÁULICA (h) DO VERTEDOURO	65
FIGURA 22	TRIÂNGULO DO ÁBACO.....	67
FIGURA 23	HIPSOMETRIA DA BACIA EXPERIMENTAL.....	78
FIGURA 24	DECLIVIDADES DA BACIA EXPERIMENTAL.....	80

FIGURA 25	MÉDIAS DE VELOCIDADE DE INFILTRAÇÃO.....	89
FIGURA 26	CURVA DE INFILTRAÇÃO.....	92
FIGURA 27	PRECIPITAÇÃO (Pp) PARA O ANO DE 2011.....	94
FIGURA 28	PRECIPITAÇÃO (Pp) PARA O ANO DE 2012.....	96
FIGURA 29	DISPERSÃO ENTRE REGISTROS DE (Pp) DA BACIA E (Pp) DO INMET - 2011.....	97
FIGURA 30	DISPERSÃO ENTRE REGISTROS DE (Pp) DA BACIA E (Pp) DO INMET - 2012.....	97
FIGURA 31	CORRELAÇÃO E REGRESSÃO LINEAR ENTRE (Pp) E A (Pi) PARA O ANO DE 2011.....	101
FIGURA 32	RELAÇÃO ENTRE (Pp), (Pi) E (It) PARA O ANO DE 2011.....	102
FIGURA 33	CORRELAÇÃO E REGRESSÃO LINEAR ENTRE (Pp) E A (Pi) PARA O ANO DE 2012.....	104
FIGURA 34	RELAÇÃO ENTRE (Pp), (Pi) E (It) PARA O ANO DE 2012.....	105
FIGURA 35	CURVA DE CALIBRAÇÃO DA EQUAÇÃO DE THOMPSON ANO 2011.....	107
FIGURA 36	CURVA DE CALIBRAÇÃO DA EQUAÇÃO DE THOMPSON ANO 2012.....	109
FIGURA 37	DISTRIBUIÇÃO DA VAZÃO MÉDIA MENSAL PRODUZIDA EM 2011.....	110
FIGURA 38	DISTRIBUIÇÃO DA VAZÃO MÉDIA MENSAL PRODUZIDA EM 2012.....	111
FIGURA 39	NÍVEL MÉDIO DO AQUÍFERO FREÁTICO EM 2011/2012.....	114
FIGURA 40	FIGURA DE SOLO ANTRÓPICO NO POÇO UM (P1).....	115
FIGURA 41	FIGURA DE SOLO ANTRÓPICO NO POÇO UM (P6).....	116
FIGURA 42	(Pi) X (Pe) ESTIMADA PARA O ANO DE 2011 SEM A ADAPTAÇÃO DO MÉTODO.....	125
FIGURA 43	(Pi) X (Pe) ESTIMADA PARA O ANO DE 2012 SEM A ADAPTAÇÃO DO MÉTODO.....	127
FIGURA 44	(Pi) X (Pe) EM 2011 COM ADAPTAÇÃO DO MÉTODO.....	128
FIGURA 45	(Pi) X (Pe) EM 2012 COM ADAPTAÇÃO DO MÉTODO.....	129

LISTA DE TABELAS		Pg.
TABELA 1	COORDENADAS GEOGRÁFICAS DOS POÇOS, PLUVIÔMETROS E VERTEDOURO.....	53
TABELA 2	AGRUPAMENTO HIDROLÓGICO DOS SOLOS.....	68
TABELA 3	GRUPO HIDROLÓGICO DOS SOLOS.....	69
TABELA 4	GRUPOS HIDROLÓGICOS DE SOLOS.....	70
TABELA 5	NÍVEIS DE UMIDADE DE SOLO.....	71
TABELA 6	NÚMEROS DE CURVA PARA O NÍVEL NII DE UMIDADE DE SOLO.....	72
TABELA 7	NÚMEROS DE CURVA DA BACIA EXPERIMENTAL.....	72
TABELA 8	PARÂMETROS FÍSICOS DA BACIA EXPERIMENTAL.....	77
TABELA 9	DESCRIÇÃO DO PERFIL – POÇO 9.....	82
TABELA 10	TEXTURA DO SOLO NO TERÇO SUPERIOR DA ENCOSTA....	83
TABELA 11	ATRIBUTOS FÍSICOS DOS HORIZONTES DO SOLO NO TERÇO SUPERIOR DA ENCOSTA.....	84
TABELA 12	DESCRIÇÃO DO PERFIL – POÇO 7.....	85
TABELA 13	TEXTURA DO SOLO NO TERÇO MÉDIO DA ENCOSTA.....	85
TABELA 14	ATRIBUTOS FÍSICOS DOS HORIZONTES DE SOLO NO TERÇO MÉDIO DA ENCOSTA.....	86
TABELA 15	DESCRIÇÃO DO PERFIL – POÇO 6.....	87
TABELA 16	TEXTURA DO SOLO NO TERÇO INFERIOR DA ENCOSTA.....	87
TABELA 17	ATRIBUTOS FÍSICOS DOS HORIZONTES DO SOLO NO TERÇO INFERIOR DA ENCOSTA.....	88
TABELA 18	CLASSES DE VELOCIDADE DE INFILTRAÇÃO DE ÁGUA NO SOLO.....	91
TABELA 19	TABELA SÍNTESE DA PRECIPITAÇÃO (Pp), (Pi), (It) PARA O ANO DE 2011.....	100
TABELA 20	TABELA SÍNTESE DA PRECIPITAÇÃO (Pp), (Pi), (It) PARA O ANO DE 2012.....	103
TABELA 21	DESVIO PADRÃO PARA EQUAÇÃO DE THOMPSON PARA O ANO DE 2011.....	107
TABELA 22	DESVIO PADRÃO PARA EQUAÇÃO DE THOMPSON PARA O ANO DE 2012.....	108

TABELA 23	MÉDIA E DESVIO PADRÃO DA PROFUNDIDADE DO NÍVEL FREÁTICO.....	116
TABELA 24	PARÂMETROS (S), (PO) E (PE) ENCONTRADOS PARA A BACIA.....	121
TABELA 25	VALORES MÉDIOS DE CN PARA A ÁREA TOTAL DA BACIA...	124
TABELA 26	VALORES DE (S) E (PO) SEM ADAPTAÇÃO DO MÉTODO.....	126
TABELA 27	VALORES DE (S) E (PO) COM ADAPTAÇÃO DO MÉTODO.....	128

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	1
1.1	OBJETIVO GERAL.....	4
1.1.1	Objetivos específicos.....	4
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	5
2.1	CICLO HIDROLÓGICO EM BACIAS HIDROGRÁFICAS.....	5
2.2	INFILTRAÇÃO DE ÁGUA NO SOLO.....	11
2.2.1	Método para Determinação da Velocidade e Infiltração.....	19
2.3	ÁGUA SUBTERRÂNEA.....	21
2.4	ESCOAMENTO SUPERFICIAL EM ÁREA FLORESTAIS.....	23
2.4.1	Áreas Variáveis de Afluência em Bacias Hidrográficas.....	28
2.5	MODELAGEM DE PROCESSOS HIDROLÓGICOS.....	34
2.5.1	Modelos Hidrológicos e os Sistemas de Informações Geográficas.....	35
2.5.2	Modelos de Infiltração de Água no Solo.....	36
2.5.3	Modelos de chuva-vazão e o método de Curva Número.....	38
3	MATERIAL E MÉTODOS.....	43
3.1	LOCALIZAÇÃO DA BACIA EXPERIMENTAL.....	43
3.2	CARACTERIZAÇÃO GERAL DA BACIA.....	44
3.2.1	Clima	44
3.2.2	Hidrografia.....	44
3.2.3	Geologia.....	45
3.2.4	Solos.....	48
3.2.5	Vegetação.....	50
3.3	MONITORAMENTO DA PRECIPITAÇÃO.....	51
3.4	ENSAIOS DE INFILTRAÇÃO.....	55
3.5	INSTALAÇÃO DE POÇOS DE MEDIÇÃO DO NÍVEL FREÁTICO.....	57
3.6	ATRIBUTOS FÍSICOS DE SOLOS.....	59
3.7	MEDIÇÃO DO DEFLÚVIO.....	63
3.8	MÉTODO DA CURVA NÚMERO.....	65
3.9	TRATAMENTO ESTATÍSTICO.....	74
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	77
4.1	MORFOLOGIA DA BACIA EXPERIMENTAL.....	77
4.2	ANÁLISE DOS PERFIS DE SOLO.....	82
4.3	VELOCIDADE DE INFILTRAÇÃO DE ÁGUA NOS SOLO.....	88
4.4	PRECIPITAÇÃO NA BACIA EXPERIMENTAL.....	93
4.5	RELAÇÃO DA (P_p), PRECIPITAÇÃO INTERNA (P_i) e INTERCEPTAÇÃO (I_t).....	98
4.6	CALIBRAÇÃO DA EQUAÇÃO DO VERTEDOURO (Thompson).....	106
4.7	RELAÇÃO DA VAZÃO (Q) COM (P_p) e (P_i).....	109
4.8	MONITORAMENTO DO NÍVEL FREÁTICO.....	113
4.9	CURVA NÚMERO OU NÚMEROS HIDROLÓGICOS.....	117
4.9.1	Enquadramento da Bacia Experimental ao Curva Número.....	117
4.9.2	Precipitação efetiva (P_e) registrada e estimada pelo Método Curva Número.....	124
5	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	133
6	REFERÊNCIAS.....	135

7	ANEXO 1.....	156
8	ANEXO 2.....	159
9	ANEXO 3.....	164
10	ANEXO 4.....	166
11	APÊNDICE.....	171

1 Introdução

As bacias hidrográficas ou de drenagem são superfícies geográficas delimitadas e drenadas por um conjunto de córregos e seus tributários que conduzem a água da chuva, sedimentos e substâncias dissolvidas para um rio principal (GRANELL PÉREZ, 2004). Consideradas como um sistema físico e geomorfológico aberto, de constante atividade, reagem em resposta ao domínio climático predominante - através da energia adquirida com a precipitação e pela perda, da mesma, através do escoamento superficial. (LIMA, 1996; LIMA & ZAKIA, 2000). O cuidado com as bacias hidrográficas e o interesse na preservação das águas, gerou em 1997 a necessidade da promulgação da Lei 9433, reconhecida como Lei das Águas, que instituiu ao Brasil uma nova Política Nacional de Recurso Hídricos. Com a lei, a bacia hidrográfica foi promovida a uma unidade territorial para fins de planejamento e de gerenciamento de tais recursos (SOBRINHO *et al.*, 2010).

A adoção de bacias hidrográficas como unidades naturais de planejamento ambiental é reconhecida internacionalmente por representarem uma unidade física bem caracterizada, tanto pela integração, quanto pela funcionalidade de seus elementos e porque toda área de terra, seja qual for sua dimensão, está integrada a uma bacia hidrográfica (PISSARRA, 1998; ROCHA *et al.*, 2000). A essência de uma boa gestão dos recursos hídricos, em pequenas bacias, está na existência de dados confiáveis usados na avaliação da disponibilidade hídrica no tempo e no espaço. Também, é fato que a cobertura de dados hidrológicos no Brasil é razoável para grandes bacias, contudo é muito deficiente para as pequenas e médias. Para aquelas menores que 3.000 km², o número de postos pluviométricos ou fluviométricos é considerado muito pequeno, e reduzido, a quase nada, em bacias inferiores a 100 km² (TUCCI, 2011).

Visto que a maior parte delas localiza-se em áreas rurais desempenhando atividades como agricultura, pecuária, e de preservação florestal, na sua maioria, mesmo diante da importância da obtenção de dados locais, não apresentam um monitoramento hidrológico voltado a estudos ambientais e de gestão de recursos hídricos (SAGARA, 2001). Estudos de caráter ambiental visam conhecer melhor o ciclo hidrológico, seus componentes e a relação que existe entre eles (SILVEIRA, 1997). Variáveis hidrológicas como precipitação, infiltração e o escoamento

superficial desempenham funções interligadas no ciclo da água. O seu monitoramento e quantificação assume importância relevante em estudos voltados à gestão e a conservação dos recursos hídricos - principalmente, em bacias de drenagem carentes de dados hidrológicos que estão sujeitas a alterações no regime hídrico decorrentes de mudanças naturais ou antrópicas pelo uso e ocupação do solo (CARDOZO *et al.*, 2006; RUHOFF, 2007). A quantificação de variáveis hidrológicas - como precipitação incidente (P_p), e precipitação interna (P_i) - pode auxiliar no entendimento dos processos que geram o escoamento superficial decorrente da precipitação efetiva (P_e). Por esta razão, estudar os mecanismos que geram o escoamento superficial em uma bacia, também, implica em poder avaliar o potencial de ocorrência de erosão em áreas agrícolas e urbanas (Young *et al.*, 2002), elaborar análises de riscos de inundações (Gomes e Mattos, 1999) e realizar estudos de impactos ambientais (Silva *et al.*, 2009).

Contudo, o desenvolvimento de estudos, desta natureza, em campo é caro e demanda tempo. Isso tem motivado, com frequência, o uso de modelos matemáticos que avaliam o potencial de geração de escoamento superficial em uma determinada área de interesse (MA *et al.*, 1998). Modelos como os de chuva-vazão - por usarem métodos sintéticos que transformam dados de precipitação incidente (P_p) em outros de escoamento superficial da água - são muito utilizados em previsões futuras como forma de suprimir a carência de dados fluviométricos existentes no país (SARTORI *et al.*, 2005).

No Brasil, o método conhecido como Curva Número (CN) - desenvolvido pelo Serviço Nacional de Conservação dos Solos (SCS), atualmente, Natural Resource Conservation Service (NRCS) do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA) - é utilizado em modelos que simulam fenômenos hidrológicos em bacias hidrográficas como Soil and Water Assessment Tool (SWAT) (Arnold, *et al.*, 1998), Agricultural Non-point Source Pollution Model (AGNPS) (Young *et al.*, 1987) e outros. Em hidrologia o método

Curva Número é usado para estimar o quanto de uma precipitação pode gerar escoamento superficial e aumento de deflúvio em pequenas bacias hidrográficas. O valor da curva número (CN) representa um parâmetro obtido em função da cobertura, do manejo e da condição de umidade antecedente do solo. Portanto, tal parâmetro, exerce grande influência na estimativa da precipitação efetiva (P_e),

responsável pelo incremento na vazão direta dos rios (RIZZI 2014). O entrave, na sua utilização ocorre com a determinação dos valores de (CN) porque, estes, podem ser obtidos sem uma adaptação ou “calibração” do método às condições fisiográficas predominantes no Brasil. O que pode gerar um certo grau de subjetividade na determinação dos valores de (CN).

Geralmente, para se chegar a um valor de curva número, são utilizadas as informações disponíveis em mapas de solos, de uso e ocupação, fotografias aéreas e imagens de satélite. Porém, mesmo com o uso criterioso de tais bases de dados, erros na determinação do parâmetro (CN) podem gerar sérios problemas, como o superdimensionamento de uma obra - o que gera prejuízos econômicos - ou o seu subdimensionamento, podendo favorecer a ocorrência de inundações e problemas socioambientais (TASSI *et al.*, 2006; NAKAYAMA *et al.*, 2011). Como ainda não existem valores de (CN) definidos para todas as condições fisiográficas, específicas, do Brasil, estes valores são obtidos através das tabelas que consideram as características de clima e de solos existentes em bacias hidrográficas de outros países - que não representam, muitas vezes, a realidade brasileira (NAKAYAMA, 2011).

Então, a adaptação do método de Curva Número, às reais condições fisiográficas do país, pode ser útil para se obter valores de (CN) mais representativos da nossa realidade. É relevante o conhecimento das condições de drenagem dos solos de uma bacia. Estudos, desenvolvidos na própria área, podem garantir uma maior segurança na determinação dos valores da curva número, diminuindo a subjetividade de sua escolha, além de moldarem o uso do método à realidade das bacias nacionais. A quantificação, da precipitação e do escoamento superficial em uma bacia, representa outro ponto relevante na utilização do método, por possibilitar a estimativa da precipitação efetiva.

Para isso, este utiliza dados de precipitação incidente (P_p), que podem ser medidos, diretamente, na área de estudo. Portanto, a quantificação da precipitação efetiva, é de grande valia para averiguar a precisão da (P_e) estimada pelo Curva Número. A realização de estudos hidrológicos, desta natureza, em bacias hidrográficas, podem garantir uma maior confiabilidade de uso do Curva Número nos modelo de chuva-vazão utilizados para previsões hidrológicas nas regiões brasileiras.

1.1 OBJETIVO GERAL

Aplicar o Método de Curva Número, adaptando-o às condições físico-hídricas dos solos da bacia experimental e avaliar sua precisão, ao estimar dados de precipitação efetiva, através de comparação entre os resultados estimados pelo método e aqueles obtidos pelo monitoramento da precipitação interna ocorrida na bacia.

1.1.1 Objetivos Específicos

- a) Analisar a Velocidade de Infiltração de Água na bacia.
- b) Avaliar o desempenho da infiltração através de modelos matemáticos.
- c) Analisar os componentes do ciclo hidrológico P_p , P_i e Q .
- d) Monitorar o Nível do Aquífero Freático.
- e) Aplicar o Método de Curva Número

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 CICLO HIDROLÓGICO EM BACIAS HIDROGRÁFICAS

O ciclo da água é um fenômeno global de circulação fechada que ocorre entre a superfície terrestre e a atmosfera (BALBINOT, 2008), (Figura 1). Em hidrologia, representa um dos principais temas de estudos por envolver diversos processos hidrológicos como precipitação, evapotranspiração, infiltração, percolação, escoamento superficial e sub superficial (KOBIYAMA, 1999).

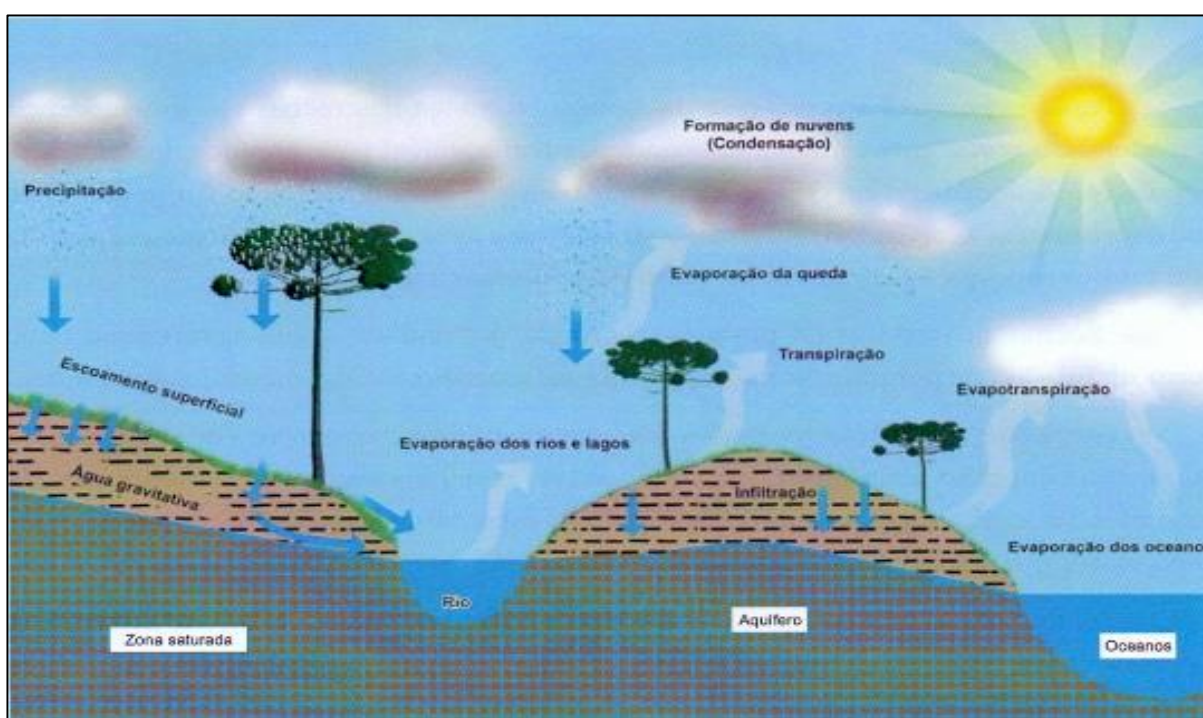


FIGURA 1. Esquema de Ciclo hidrológico

Fonte: Rosa Filho (2010)

A água é considerada um recurso renovável graças ao ciclo hidrológico. Por esta razão, se tem a importância do estudo dos recursos hídricos. Ao se realizar estudos desta natureza é possível obter conhecimento a respeito do ciclo hidrológico, de seus componentes e a relação entre eles. (SILVEIRA e TUCCI, 1997). O ciclo da água é considerado um fenômeno global onde sua circulação fechada ocorre entre a superfície terrestre e atmosfera. Ele é regido pela energia solar, que associada à gravidade e à rotação da Terra, aquece o ar, o solo e a superfície da água. Como resultado, ocorre a formação de vapor e a movimentação de massas de ar. O vapor pode condensar dando origem às nuvens, quando então, ele pode voltar à superfície terrestre sob a forma de precipitação pluviométrica. A

principal fonte de vapor que origina os fenômenos de precipitação tem origem nos mares e oceanos. Contudo, a água evaporada do solo, rios e lagos, assim como aquela transpirada pela vegetação, contribui para a formação das nuvens de chuva.

A chuva, quando precipitada sobre o solo, pode se infiltrar ou escoar sobre sua superfície até chegar em um curso d'água. A quantidade que infiltra, umedece o solo, abastece os aquíferos e cria o fluxo de água subterrânea que provê tal recurso natural para os rios (VILLELA e MATTOS, 1975; COLLISCHONN e TASSI, 2008; ROSA FILHO *et al.*, 2011).

Considerado o principal tema da hidrologia por envolver diversos processos de ordem hidrológica, o ciclo da água tem na precipitação, interceptação, infiltração, percolação e evapotranspiração, importantes representantes dos processos verticalizados do ciclo hidrológico e no escoamento superficial e sub superficial manifestações dos processos horizontais deste ciclo (KOBIYAMA, 1999) (Figura2).

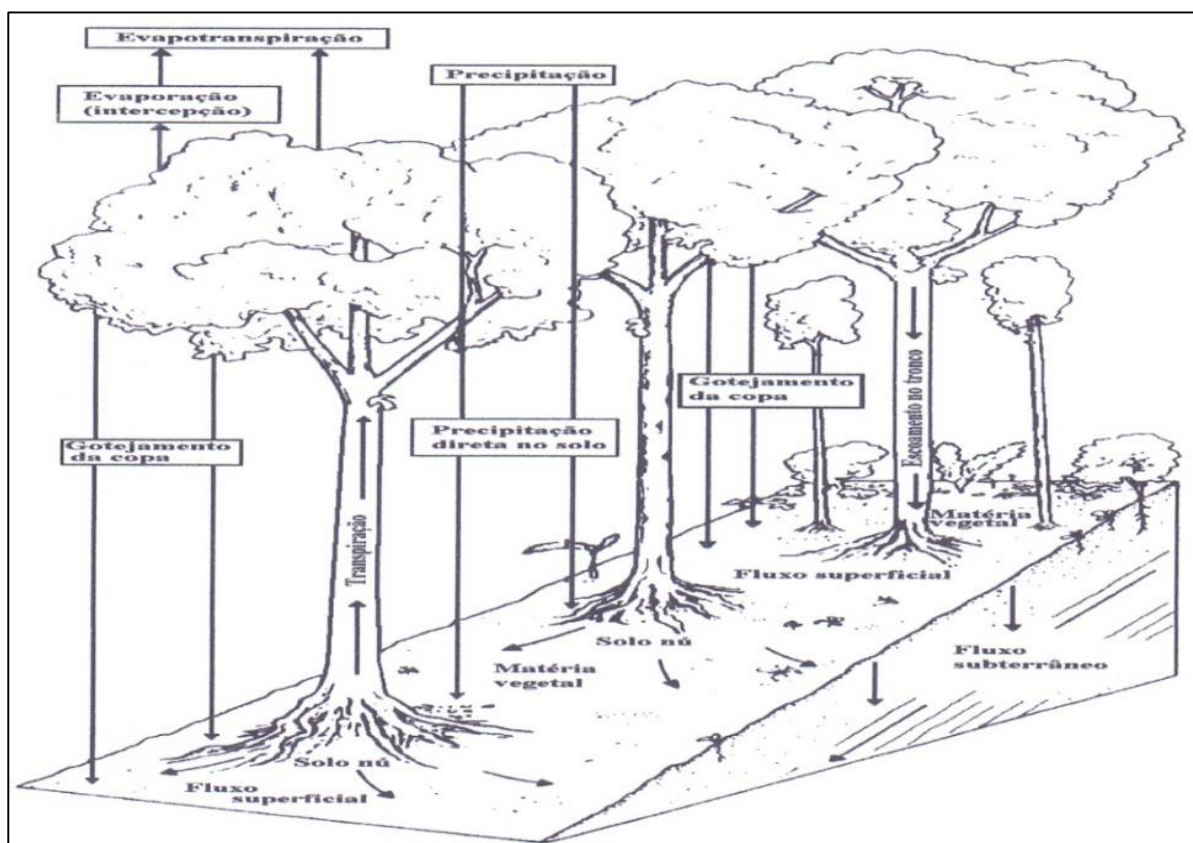


FIGURA 2 Processos verticais e horizontais do ciclo da água
Fonte: Bruijnzeel (1990)

Mesmo que em escala pequena, as florestas atuam na distribuição de energia e água em superfície, influenciando os processos de interceptação, infiltração e de escoamento superficial da água (BALBINOT, 2008). Por isso, a vegetação é considerada um componente fundamental em bacias de drenagem servindo como

elemento de armazenagem e regulação de precipitações pluviométricas (CROCKFORD e RICHARDSON, 2000).

De acordo com Moura *et al.* (2009), a cobertura florestal exerce importante influência no balanço hídrico local por influenciar o mecanismo de entrada de água no solo. A interceptação (It) é aceita como um dos agentes reguladores do tempo de concentração em bacias hidrográficas - tempo que leva para que toda a bacia esteja contribuindo com a geração de deflúvio - interferindo na velocidade de formação de escoamento superficial (ARCOVA *et al.*, 2003; THOMAZ, 2005).

Para Trimble *et al.* (1987) a redução da vazão em bacias hidrográficas que são ocupadas por florestas, ocorre principalmente pelas perdas de água reguladas pelo processo de evapotranspiração que envolve, também, a água de interceptação pela vegetação. O processo de interceptação da chuva incidente em uma bacia hidrográfica é comandado por fatores relacionados à qualidade da vegetação, morfologia da planta, densidade de plantas por área, sazonalidade climática, vento, umidade antecedente, quantidade, duração e intensidade da chuva, bem como, espessura das gotas, intensidade, direção, duração do vento e temperatura atmosférica (CROCKFORD e RICHARDSON, 2000, SHINZATO *et al.*, 2009).

Também a morfologia das folhas a idade das plantas influenciam na maior retenção, ou não, da água pela vegetação. Por exemplo, as coníferas tendem a interceptar mais água da chuva do que as folhosas e assim como os povoamentos florestais mais velhos em relação aos novos (FRECHETTE, 1969; DELFS, 1967). Schaefer-Santos (2003) relata que florestas mais fechadas conseguem interceptar maior quantidade de chuva do que aquelas com vegetação menos densas. Ressalta que a exploração inadequada das florestas pode ocasionar problemas ao regime hídrico através da diminuição da interceptação da chuva pela falta de dossel florestal o que resulta em variações nas vazões ao longo do ano.

Refosco e Pinheiro (1999), reportam que a floresta tem relação direta com a redução de ocorrência de inundações, proporcionando benefícios por promover o aumento da capacidade de infiltração, contenção de erosão, redução do assoreamento de rios, e aumento da capacidade de retenção de água no solo garantindo o seu fornecimento aos rios em períodos mais secos. Blake (1975) relata que em ambientes florestais as precipitações acima de 1 mm, cerca de 10 a 40% da precipitação total podem ficar retida pela vegetação. Miranda (1992) observou que

chuvas até 10 mm podem ficar totalmente retidas e são evaporadas diretamente da superfície das folhas. E ainda, que com o aumento da intensidade da precipitação, ocorreu um aumento linear da quantidade de água que atravessa o dossel tornando a interceptação desprezível com chuvas de longa duração. Arcova *et. al.* (2003) em pesquisa realizada na floresta de Mata Atlântica observaram que a interceptação florestal varia de acordo com a variação pluviométrica. Obtiveram índices de interceptação de 16% para o período úmido e 26% para o período com menor precipitação.

Thomaz (2005), em estudos realizados no Paraná, avaliou o processo de interceptação em floresta secundária com *Araucária angustifolia* e em área ocupada com capoeira. Dos 1639 mm precipitados na bacia, 52,4% (859,6 mm deste total) foram interceptados na capoeira e 23% (372,5) representou a interceptação pela floresta secundária. Para Clux e Thomaz (2012), apesar de avaliações sobre interceptação serem realizados há várias décadas, esta modalidade de estudo hidrológico em Floresta Ombrófila Mista, é considerada escassa. Estes autores realizaram pesquisa almejando avaliar a interceptação e a precipitação interna em mata subtropical com *araucária* e em área reflorestada com o plantio de pinus no Estado do Paraná. Constataram que a área reflorestada apresentou maior capacidade de interceptação em todas as classes de chuva avaliadas. Atribuíram à morfologia da folha a razão para tal resultado. De modo geral a interceptação no reflorestamento foi 83,4% superior à interceptação observada para a mata subtropical. Também, Freitas *et al.* (2013), observaram em experimento em floresta de Mata Atlântica, onde dos 1182,6 mm de precipitação total, 18,1% ficaram retidos no dossel florestal e apenas 0,9% escoaram através dos troncos de árvores.

Assim, em áreas florestadas, parte da chuva que precipita sobre o dossel fica retida na superfície das folhas e galhos de onde retorna à atmosfera pela evaporação. A fração da precipitação que consegue ultrapassar esta barreira atinge os extratos inferiores, é transferida através dos galhos e troncos, para a serapilheira e solo (THOMAZ e VITOR, 2003). Ao ultrapassar o dossel florestal, atingindo o interior da floresta, a água da chuva é comumente denominada de precipitação interna (P_i). Ela pode, em muitos casos, atingir o piso florestal sem que haja contato com a vegetação atingindo diretamente serapilheira e a superfície do solo (BALBINOT, 2008).

A ocorrência de grande variabilidade na quantidade pontual de água precipitada através das copas em florestas é relatada por Vallejo (1982), onde observou que em determinados pontos no interior da floresta, houve uma maior captação da precipitação em relação ao volume precipitado acima das copas. Tal variabilidade, seria explicada em função da condição de umidade antecedente ao evento pluviométrico e pela composição e arquitetura estrutural da vegetação, pois em florestas com menor heterogeneidade de plantas por unidade de área, além de ocorrer um aumento na demanda por água, há uma maior interceptação pelo dossel (JARDIM e HOSOHAWA, 1987).

As características morfológicas das plantas influenciam na maior captação de água precipitada em determinados pontos no interior de florestas, por exemplo, árvores com galhos sobrepostos podem concentrar o gotejamento da água precipitada. Também a presença de espécies de epífitas como as bromélias que usam os galhos para sua fixação, podem acumular água em seu interior que ao transbordar, vem a atingir diretamente o piso florestal (FERREIRA *et al*, 2005; VALLEJO, 1982).

Casermeiro *et al.* (2004), relatam que não somente, a quantidade de cobertura vegetal, tem importância no processo de interceptação da água da chuva, mas também, são importantes as diferenças estruturais e de fisionomia das plantas de ambos os estratos, herbáceo e o arbóreo. Ranzini *et al.* (2004) em trabalho realizado para compreender o funcionamento hidrológico em micro bacia ocupada com Floresta Ombrófila Densa de Mata Atlântica, com precipitação média anual de 2241 mm, relatam que 18% da precipitação anual foi interceptada pela vegetação e que a maior parte da chuva, 82%, foi transformada precipitação interna.

Ferreira *et al.* (2005) realizaram trabalho para quantificação da interceptação da chuva e de precipitação interna em área de floresta submetida a extração seletiva na Amazônia Central. Por mais de dois anos utilizando pluviômetros para as quantificações, observaram que na parte intocada da floresta, a precipitação interna variou de 74,2 a 87,1% da precipitação incidente na área, enquanto que nas parcelas manejada com a extração seletiva, a precipitação interna variou entre 86,9 a 92,9% verificando um aumento na precipitação interna quando houve extração das árvores.

Em trabalho realizado por Thomaz (2005), para avaliar a interceptação da chuva e a precipitação interna em área de capoeira e floresta secundária, observou através de 94 eventos de chuva, um total de 1639 mm de água acumulados. Relata que 47,6%, ou seja, 779,4 mm representaram a precipitação interna à área de capoeira. Já a precipitação interna medida na área com floresta foi de 1250,5 mm representando 77% da precipitação total. Em experimento realizado por Borges *et al.* (2012), foi quantificada a precipitação total e a interceptação pela vegetação, utilizando interceptômetros, em uma área com Floresta Ombrófila Submontana em Rondônia. Os autores observaram que de um total de 809 mm de precipitação incidente na área - 715,15 mm - corresponderam à precipitação interna à floresta.

Quando a parcela da precipitação que atravessa o dossel florestal se associa à fração da chuva que escoar através dos troncos e galhos da vegetação ela é denominada de precipitação efetiva (P_e), ou seja, a fração da chuva que vai atingir o piso florestal entrando em contato com o solo. Para Tonello *et al.* (2004) a chuva que atravessa o dossel florestal representa a fração efetiva de um fenômeno pluviométrico que garantirá o fornecimento de água para recarga do aquífero freático, bem como, gerar o deflúvio garantindo a vazão de cursos d'água pela quantidade de chuva que efetivamente atinge a bacia hidrográfica.

De acordo com Barcellar (2005), uma parte da precipitação efetiva em uma bacia, ficará retida na serapilheira, a outra parte infiltra e pode ficar temporariamente armazenada no perfil do solo, retornando à atmosfera através da evapotranspiração e, também, escoar para compor a vazão dos rios de uma bacia hidrográfica.

O escoamento da água pode ocorrer através da superfície do solo onde o processo recebe o nome de escoamento superficial (E_s) (runoff). Quando ele ocorre abaixo da superfície é denominado de escoamento sub superficial ou interfluxo (E_{ss}). Se a água da chuva escoar de áreas já saturadas pela presença do aquífero freático, ocorre o chamado escoamento de saturação. Já quando ela consegue infiltrar até realizar a recarga dos aquíferos em profundidade o processo é conhecido como escoamento subterrâneo (Figura 3). De acordo com Dunne e Leopold (1978), Barcellar (2005), a água proveniente da precipitação efetiva, que não é evapotranspirada, vai escoar por uma das três rotas de fluxo. O fluxo de superfície e o de sub superfície compõem, nos hidrogramas de vazão, os fluxos de cheia ou escoamento superficial direto.

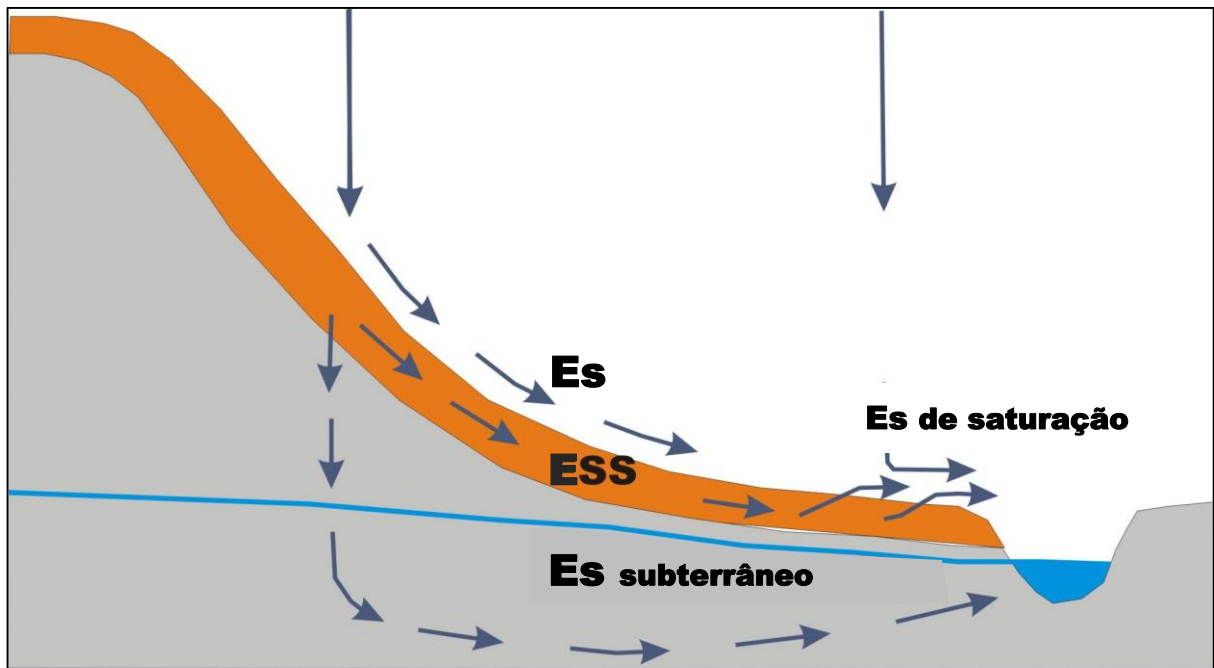


FIGURA 3. Fluxo de água no solo proveniente de precipitação efetiva (Pe)

Fonte: Adaptado de Dunne e Leopold (1978)

Já os fluxos sub superficiais e os subterrâneos (mais lentos), formam o fluxo de base que garante a vazão dos rios em períodos sem chuva. De acordo com Sartori (2004), o escoamento subterrâneo sofre influência da infiltração e percolação da água da chuva refletindo na elevação do lençol freático e no escoamento do excesso de água para os rios.

2.2 INFILTRAÇÃO DE ÁGUA NO SOLO

A infiltração de água no solo é considerada o processo chave do ciclo hidrológico, por controlar a relação entre a água de superfície e a subterrânea (WARD e ROBINSON, 1989). Resumidamente, é definida como a passagem da água em direção ao interior do solo (LIMA, 2008).

A função da infiltração no ciclo hidrológico foi provavelmente reconhecida inicialmente pelo engenheiro Hidráulico Robert Elmer Horton em 1933. Por esta razão, ele é reconhecido na literatura de hidrologia como o criador da ideia, na qual o escoamento superficial ocorreria como o resultado de um fluxo de água sobre a superfície do solo gerado pelo excesso de chuva sobre a capacidade de infiltração do mesmo (BETSON, 1964; BEVEN, 2004).

Assim, o pioneirismo de Horton serviu como incentivo a vários pesquisadores na busca pelo conhecimento e compreensão da movimentação da água sobre a superfície terrestre. Sua contribuição torna-se evidente através de uma publicação em 1933, onde propôs o primeiro modelo clássico de hidrologia com a teoria de infiltração-escoamento. Com isso, Horton introduz a ideia básica sobre capacidade de infiltração como um agente controlador do escoamento superficial, ou seja, o escoamento superficial da água de chuva como o excedente de um mecanismo de infiltração (MENDIONDO e TUCCI, 1997; BEVEN, 2004).

Horton (1933), atribuiu à superfície do solo o papel de dividir a precipitação em duas partes que seguiriam diferentes rotas no ciclo da água. Uma fração da precipitação alimentaria os cursos de águas naturais quando escoada em superfície e a outra parte, infiltraria no solo atingindo o rio por vias subterrâneas ou, ainda, retornaria à atmosfera por evapotranspiração.

Embora, postulados empíricos sofressem críticas e fossem revistos desde aquela época, na abordagem do postulado hortoniano, são destacados importantes conceitos, como por exemplo, a noção de “sistema”, delimitando processos externos como precipitação, evaporação e escoamento. Introduz-se a noção de “fluxo” ou “taxas” de entrada através da precipitação, bem como de perda através da infiltração. Essas simples noções constituíram sólida fundamentação no estudo de ambientes naturais proporcionando um grande passo da hidrologia básica na visão sistêmica do problema (ODUM, 1982; MENDIONDO e TUCCI, 1997).

O fenômeno da infiltração é relatado devido à importância do tempo em que a água permanecerá na bacia sendo que ao se conhecer em qual taxa a infiltração ocorre, é possível saber se haverá volume excedente de água a ser escoado via superfície do solo (PEREIRA, 2009). Esta informação tem grande utilidade para tomada de decisões auxiliando na gestão dos recursos hídricos em bacias hidrográficas, pois a quantificação da infiltração e da retenção de águas pluviais são importantes durante a elaboração de medidas que visem tanto a recuperação, quanto a manutenção das características hídricas dos mananciais de uma bacia. O conhecimento da taxa de infiltração, também, é um dado importante na elaboração de projetos que visam a implantação de sistemas de irrigação e drenagem, bem como, no dimensionamento de obras de controle do escoamento superficial, retenção de água na bacia, conservação das nascentes, avaliações das condições

de recarga dos aquíferos e regularização das vazões dos cursos de águas superficiais (GUERRA, 2000; CARVALHO 2002; JUNIOR, *et al.*, 2007; FIORI, *et al.*, 2010; FAGUNDES, *et al.*, 2012).

Reichardt (1990) relata que o processo de infiltração é realizado pela execução de uma sequência de fases que inicia com a entrada de água no solo pela superfície, posteriormente sua transmissão através do perfil e finalmente a depleção da capacidade de armazenamento da água no solo. Este processo depende fundamentalmente de fatores como: quantidade de água disponível para infiltrar, da natureza do solo, do seu estado de conservação (permeabilidade), do tamanho, quantidade e orientação dos poros do solo, bem como, da quantidade de umidade e de ar existentes em seu interior (LIMA, 2008). Ainda, de acordo com Carvalho e Silva, (2006), o processo de infiltração pode ser dependente, em maior ou menor grau, de fatores dentre os quais se destacam:

- a) **Condição de superfície geográfica:** a natureza da superfície considerada representa um importante fator para o processo de infiltração de água no solo, pois em áreas urbanizadas a água tende a infiltrar com menor velocidade do que em áreas agrícolas que tem cobertura vegetal consistente.
- b) **Características físicas e de manejo de solo:** solos que apresentem textura grosseira ou arenosa tendem a ter maior capacidade de infiltração do que solos com textura fina, argilosa ou siltosa. O tráfego de máquinas e implementos agrícolas podem provocar um aumento na densidade e compactação do solo. Isto é observado, também, em áreas de pastejo de animais onde não há um sistema de manejo que impeça o tráfego excessivo de animais em caminhos que se tornam compactados impedindo a infiltração e favorecendo o escoamento superficial da água e a erosão.

Manejo de solo inadequado tende a diminuir sua capacidade de infiltração, porém (se este for adequado, com um preparo que proporcione uma cobertura vegetal satisfatória e forem executadas práticas conservacionistas com a preservação da cobertura florestal) poderá haver

melhores condições físicas que facilitarão a infiltração da água da chuva, contribuindo para a diminuição do escoamento da água em superfície.

- c) **Umidade inicial de solo antes da chuva ou irrigação:** para um mesmo solo, a sua capacidade de infiltração será menor quanto maior for a umidade antecedente, no perfil do solo, a um evento pluvial ou irrigação. E quanto mais seco estiver o solo no início deste, maior será sua capacidade de infiltrar a água.
- d) **Carga hidráulica:** quanto maior for a carga hidráulica ou espessura de água sobre a superfície do solo, maior será a infiltração da água no perfil.
- e) **Temperatura:** a velocidade de infiltração tende a aumentar com temperatura mais altas devido à diminuição da viscosidade da água.
- f) **Presença de fendas, rachaduras, canais biológicos (bioporos), originados pelas raízes e pela fauna do solo:** estes agentes naturais originam espaços ou poros no solo que facilitam a passagem da água proporcionando um aumento na sua capacidade de infiltração.
- g) **Escoamento superficial:** a energia cinética produzida pelas gotas de chuva ou de água de irrigação, pode promover um processo que vai diminuir a capacidade de infiltração do solo. As gotas ao atingirem o solo ocasionam a compactação e ou desagregação da sua estrutura onde há pouca ou nenhuma cobertura vegetal. As partículas finas que compõem a textura são transportadas e costumam obstruir os poros do solo formando um “selo” na superfície que impede a infiltração e favorece o escoamento superficial da água para áreas que estão em cotas mais baixas no terreno.
- h) **Cobertura do solo:** a presença da vegetação constitui uma importante barreira contra a energia cinética das gotas de chuva impedindo a ocorrência de selamento superficial e da compactação do solo. A vegetação proporciona, além da proteção pelo dossel, uma cobertura superficial dada pela produção serapilheira que fornece material orgânico que vai incrementar a matéria orgânica de solo. A melhoria em sua estrutura, favorece o desenvolvimento radicular e da fauna, o que contribui

para aumento da infiltração vertical e diminuição do escoamento. Em áreas onde há uma boa cobertura florestal ocorre a redução do escoamento direto e, conseqüentemente, a redução do pico de vazão. Contudo, áreas que sofrem desmatamento tendem aumentar as vazões médias e os picos de vazão tem um significativo incremento.

De acordo com José *et al.* (2013), determinar variáveis hidrológicas como a velocidade de infiltração de água no solo, é um processo de difícil obtenção devido ao elevado tempo de execução, além da necessidade de utilização de equipamentos grandes e pesados. Porém, o entendimento do mecanismo de infiltração e suas relações com as variáveis físicas de solo apresentam grande importância para o seu manejo, e também, da água. É medindo a velocidade de infiltração que se pode conhecer a quantidade de água que efetivamente poderá ser infiltrada, bem como, avaliar a possibilidade de haver produção de escoamento superficial mediante a um evento pluviométrico (FIORIN, 2008).

Em Reichardt (1990) é relatado que o mecanismo, o qual promove o processo de infiltração, acontece porque a água da chuva ou de irrigação - quando na superfície do solo - tem energia potencial (Ψ) praticamente nula em relação à superfície. A água do interior do solo tem potencial negativo, então quanto mais seco este estiver, mais negativo será este potencial. Assim, se estabelece um gradiente potencial total e a movimentação da água no solo irá ocorrer todas as vezes que houver diferença de potencial de energia total, isto porque, esta diferença gera um gradiente potencial e como este é uma força, a água irá se mover no perfil do solo (FAGUNDES, *et al.*, 2012).

Contudo, se não há variação de potencial entre pontos dentro do perfil, o gradiente potencial dentro do mesmo é zero e a água não se movimenta, pois está em equilíbrio. Quando as camadas superficiais do solo estiverem mais úmidas do que as camadas sub superficiais o potencial é maior em superfície e a água será drenada no perfil do solo, isto tende a ocorrer quando se tem uma chuva intensa. (REICHARDT, 1990). Para chuvas prologadas e de grande intensidade, a umidade do perfil no solo atingirá grandes profundidades e, neste caso, o potencial matricial (Ψ_m) será quase nulo. Então, o gradiente de potencial gravitacional (Ψ_g) torna-se mais atuante, uma vez que ambos os gradientes (Ψ e Ψ_g) praticamente se igualam,

por isso ocorre a drenagem dentro do perfil, também conhecida como drenagem interna do solo.

Á água infiltrada poderá realizar o caminho inverso e sair do perfil. Quando ocorre a evaporação da umidade superficial do solo, o potencial matricial das camadas superficiais fica mais negativo do que os potenciais das camadas inferiores, isto acarreta na movimentação ascendente da água que evapora na superfície do solo. Estes exemplos de movimentação da água permitem observar que ela se move segundo à distribuição do potencial mátrico total, podendo seguir em qualquer direção e sentido, tanto de cima para baixo, quanto de baixo para cima e ainda, lateralmente na matriz do solo (REICHARDT, 1990).

Um outro fator físico que influencia a movimentação da água no perfil do solo, é a sua condutividade hidráulica (k). Trata-se de um parâmetro que mede a facilidade que um solo tem em transmitir água. É uma grandeza medida através de volume de água $V(\text{cm}^3)$ que passa por unidade de área $A (\text{m}^2)$ em unidade de tempo $t(\text{s})$ e que resulta em altura de água por unidade de tempo. A condutividade hidráulica é diretamente proporcional à umidade do solo (θ) sendo tanto maior quanto mais úmido estiver o solo. Contudo, com o seu ressecamento - decréscimo de θ - a condutividade hidráulica diminui drasticamente, podendo chegar a um valor próximo de zero para um solo seco. Por isso, um solo com maior hidratação tem capacidade de conduzir mais água do que um solo seco (LIBARDI, 2005).

O valor máximo de (k) é obtido quando o solo se encontra saturado onde passa a ser denominada de condutividade hidráulica saturada (K_s) (REICHARDT, 1990). Já a velocidade ou taxa com que a água se infiltra no solo, tende a ser alta no início do processo, justamente porque o solo está seco e há mais espaço poroso para água se infiltrar. Porém, vai diminuindo a medida que o solo vai umedecendo - com o passar do tempo - e a infiltração chega a valores de condutividade hidráulica saturada, momento em que é denominada na literatura técnico-científica como velocidade de infiltração básica (VIB) (BERNARDO, 1995; CARVALHO e SILVA 2006). A velocidade de infiltração de um solo está relacionada à sua capacidade de infiltração que revela a quantidade máxima de água que pode adentrar em seu perfil e como a (VIB) é comumente expressa em mm.h^{-1} . Tal capacidade, também pode ser alta no início do processo de infiltração e, somente, será atingida durante um

evento de chuva, se houver excesso de precipitação, caso contrário, a taxa de infiltração não será máxima a ponto de se igualar à capacidade de infiltração do solo (CARVALHO e SILVA 2006).

Para um solo com baixa capacidade de infiltração se a intensidade da precipitação for alta - fornecendo grandes volumes de água - a taxa com que a água irá infiltrar, será correspondente à capacidade de infiltração do referido solo, havendo uma progressiva diminuição da própria capacidade de infiltração. Caso a chuva persista, a partir de um certo momento, a velocidade de infiltração irá se igualar à capacidade de infiltração e ambas diminuem com o passar do tempo chegando a produzir valores baixos de infiltração compatíveis à condutividade hidráulica do solo ou velocidade básica de infiltração. (CARVALHO e SILVA, 2006). Se a chuva persistir, nesta fase, haverá a geração de escoamento Hortoniano, pois a precipitação excederá a capacidade de infiltração do solo (RANZINI *et al.*, 2004). Caso cesse, a água sai do sistema por percolação profunda ou por escoamento sub superficial lateral, e então, a capacidade de infiltração volta a aumentar (CARVALHO e SILVA 2006).

Originalmente, a variação na taxa ou velocidade de infiltração dependerá de características pedogenéticas peculiares a cada classe de solo. Para Reichardt e Timm (2004), a variabilidade espacial dos fatores que governam os fluxos de água em uma bacia hidrográfica são representados por fatores como a variação do material de origem (tipo de rocha), clima, relevo, organismos, manejo, ocupação do solo e pelo tempo. A variabilidade na condutividade hidráulica do solo pode ser grande, a ponto de não ser constante para um mesmo solo devido às variações nos processos de ordem física, química e biológica do mesmo (CADIMA *et al.*, 1980).

Em pesquisa realizada por Zardin *et al.* (2012), em ensaios de infiltração e determinação de condutividade hidráulica foi observado que houve variações nos resultados quando se avaliou a condutividade hidráulica do solo e a sua taxa de infiltração. Os autores atribuem às características físicas de cada classe de solo aos diferentes resultados de condutividade hidráulica saturada: Argissolo Vermelho ($K_{sat} = 1250 \text{ mm.h}^{-1}$), Argissolo Vermelho-Amarelo ($K_{sa} = 755 \text{ mm.h}^{-1}$), Argissolo Amarelo ($k_{sat} = 416 \text{ mm.h}^{-1}$), Planossolo Háplico ($k_{sat} = 1606 \text{ mm.h}^{-1}$), Cambissolo Háplico ($k_{sat} = 836 \text{ mm.h}^{-1}$). Os autores, também, atribuem ao mesmo motivo, as variações encontradas nos resultados de taxa de infiltração básica da água no solo nos testes

de infiltração realizados, por eles, em diferentes partes da bacia, topo (501 mm.h⁻¹), encosta superior (283 mm.h⁻¹), encosta inferior (205 mm.h⁻¹), e base (35 mm.h⁻¹).

Pott (2001) avaliando a infiltração de água em diferentes tipos de solo, utilizando o método de anéis concêntricos, constatou que um latossolo de textura argilosa, produziu valores de infiltração 2,3 vezes maior do que um argissolo de textura arenosa. Fiori *et al.* (2010), relata que a variação da condutividade hidráulica pode ser controlada principalmente por atributos físicos como a estrutura e macro porosidade Vieira José *et al.* (2013) em ensaio de infiltração realizado em áreas com histórico de cultivo sob sistema convencional na Universidade Estadual de Maringá, observaram que em um nitossolo com 76% de argila, a velocidade de infiltração foi superior à encontrada para um latossolo com 21% de argila. Os autores do trabalho acreditam que a estrutura granular do nitossolo foi um dos fatores que favoreceram a infiltração. Em trabalho realizado por Oliveira *et al.* (2010), com o objetivo de avaliar o contraste da condutividade hidráulica em solos de textura arenosa e argilosa, observaram que os nitossolos, mesmo sendo mais argilosos que os latossolos, apresentaram maiores valores de condutividade hidráulica, atribuindo os resultados à quantidade de fendas originadas por argilas de alta atividade.

Como se pode observar, em vários estudos, há relatos sobre a influência de atributos físicos de solo no movimento da água. Também, relata-se que, normalmente, o que se espera de um solo argiloso é que ele não ofereça uma boa condutividade da água através de seu perfil, pois os altos teores de argila podem representar um fator limitante à infiltração (AZEVEDO *et al.*, 2007).

Porém, a condução da água em um solo argiloso pode estar condicionada a outros fatores. De acordo com Mesquita e Moraes (2004), a condutividade hidráulica saturada de um solo pode ser determinada tanto pela geometria quanto pela continuidade do sistema poroso preenchido com água. Havendo, portanto, uma dependência da forma, quantidade, distribuição e continuidade dos mesmos, por esta razão, a condutividade teria grande variação de um local em relação a outro e até mesmo em relação à diferentes orientações de solo.

Um aspecto importante sobre este assunto é relatado por Bouma (1982), pois o autor relata que um conjunto de poros pequenos podem apresentar maior condução de água quando há uma continuidade entre eles, enquanto que poros

grandes em, uma dada seção do solo, não conduzem bem a água se houver descontinuidade no sistema poroso. Este relato, reflete a importância que tem o padrão de continuidade do sistema poroso do solo na condução da água. Mesquita e Moraes (2004), relatam que o efeito da estrutura, em especial dos poros grandes, permite que um solo argiloso (onde predominam os pequenos poros), possa ter valores de condutividade hidráulica saturada, parecidos com aqueles observados para solos arenosos.

Também, Kutilek e Nielsen (1994), relatam que os solos são classificados de acordo com suas características morfológicas, pela sua gênese e pelos processos de formação. A importância disto, se observa com as variáveis do solo que se alteram de acordo com o relevo. Por isso, as relações observadas em certo local, muitas vezes, podem não ser aplicadas em diferentes locais. Mesquita e Moraes (2004) complementam comentando que dados medidos e relações deduzidas seriam aplicados especificamente para um determinado local e que somente poderiam ser interpretados como informações específicas para um tipo particular de solo. Relatam que o fluxo e a retenção de água no solo dependem da profundidade, textura, estrutura, porosidade e pedoforma, onde estes elementos poderiam gerar integrações das mais variadas. Por isso, na opinião dos autores não seria possível prever para todas as classes de solo que a retenção de água seria sempre em função da textura, porque, além dela, também deve ser considerados os efeitos concorrentes da mineralogia, da estrutura e da porosidade.

2.2.1 Métodos para Determinação da Velocidade e Infiltração

Além da importância de se conhecer o comportamento da infiltração e sua relação com as demais propriedades físicas de solo, também os métodos para a sua determinação tem muita importância. A infiltração deve ser determinada por métodos simples e capazes de representar, adequadamente, as condições em que se encontra o solo (OLIVEIRA, 2005).

A obtenção da velocidade de infiltração pode ser realizada por métodos, distintos, em diferentes escalas de análise, tais como a condutividade hidráulica de solo saturado (K_{sat}) - que avalia a infiltração em uma escala pontual - ou, então, através de ensaios de infiltração de água no solo - realizados em campo e que tem a

vantagem de representar a velocidade de infiltração de uma área maior (ZARDIN *et al.*, 2012).

Os ensaios de infiltração ou testes de permeabilidade são definidos de acordo com as diferenças de pressão exercidas no meio e medem a quantidade de água que infiltra de maneira vertical através da superfície do solo em diferentes profundidades (ABGE, 1996). De acordo com Oliveira (2005), conforme o princípio utilizado pelos métodos que determinam a infiltração, o que os diferencia acaba sendo a sua forma, teoria e aplicação de uso. Por isso, aqueles que são considerados mais simples, utilizam o princípio da inundação.

É por este motivo que o método dos anéis duplos ou concêntricos é, tão, utilizado (OLIVEIRA 2005). A sistemática deste método consiste em se utilizar dois anéis concêntricos de metal (também chamados de cilindros) onde o maior tem diâmetro de 50 cm e o menor apresenta um diâmetro de 25 cm com a altura variando entre 30 e 40 cm. Ambos são cravados no solo a, pelo menos, 15 cm de profundidade (BERNARDO, 1995). Os dois anéis são abastecidos com água (princípio da inundação) sendo que a leitura do nível da água infiltrada, após um tempo determinado, é realizada em uma escala métrica acoplada ao anel interno (menor anel) (RANZINI *et al.*, 2004).

Aronovici (1955), ao estudar a infiltração considerando a sua variação em função do diâmetro e profundidade do cilindro do infiltrômetro cravado no solo, pode constatar que a velocidade de infiltração foi menor nos cilindros com maior diâmetro que foram cravados em maior profundidade de solo. O mesmo autor,relata que o aumento da lâmina e água no cilindro central provoca aumento da velocidade de infiltração. Em relação ao cilindro externo, explica que este serviu para diminuir a velocidade de infiltração da água no cilindro interno.

Alguns trabalhos questionam que o método dos anéis concêntricos tende a superestimar os valores de infiltração quando comparados a valores obtidos por simulador de chuva. Isso seria causado porque o método dos anéis não sofreria o efeito do encrostamento superficial causado pelo impacto das gotas de chuva produzidas pelo simulador (BRANDÃO *et al.*, 2003). Porém, trabalhos como o de JULANDER e JACKSON (1983), que comparam os resultados obtidos por simuladores de chuva e pelo infiltrômetro de duplo anel, constataram que não houve diferença significativa entre os resultados obtidos por estes diferentes métodos.

2.3 ÁGUA SUBTERRÂNEA

De acordo com Rosa Filho *et al.*(2011) a chuva constitui a principal fonte de reposição ou de recarga dos reservatórios subterrâneos. Por isso, quantidade da precipitação que compreende a chuva efetiva, ao infiltrar no solo, pode em parte, ficar retida sob a ação de forças de adesão ou de capilaridade.

A faixa de solo que se encontra parcialmente preenchida com a água infiltrada é denominada de zona não saturada. Abaixo desta faixa - onde os espaços entre as partículas sólidas do solo estão totalmente saturados com água - recebe o nome de zona saturada. O limite que separa estas duas zonas é conhecido como superfície freática, nível freático ou nível piezométrico (GODOY 2005) (Figura 4).

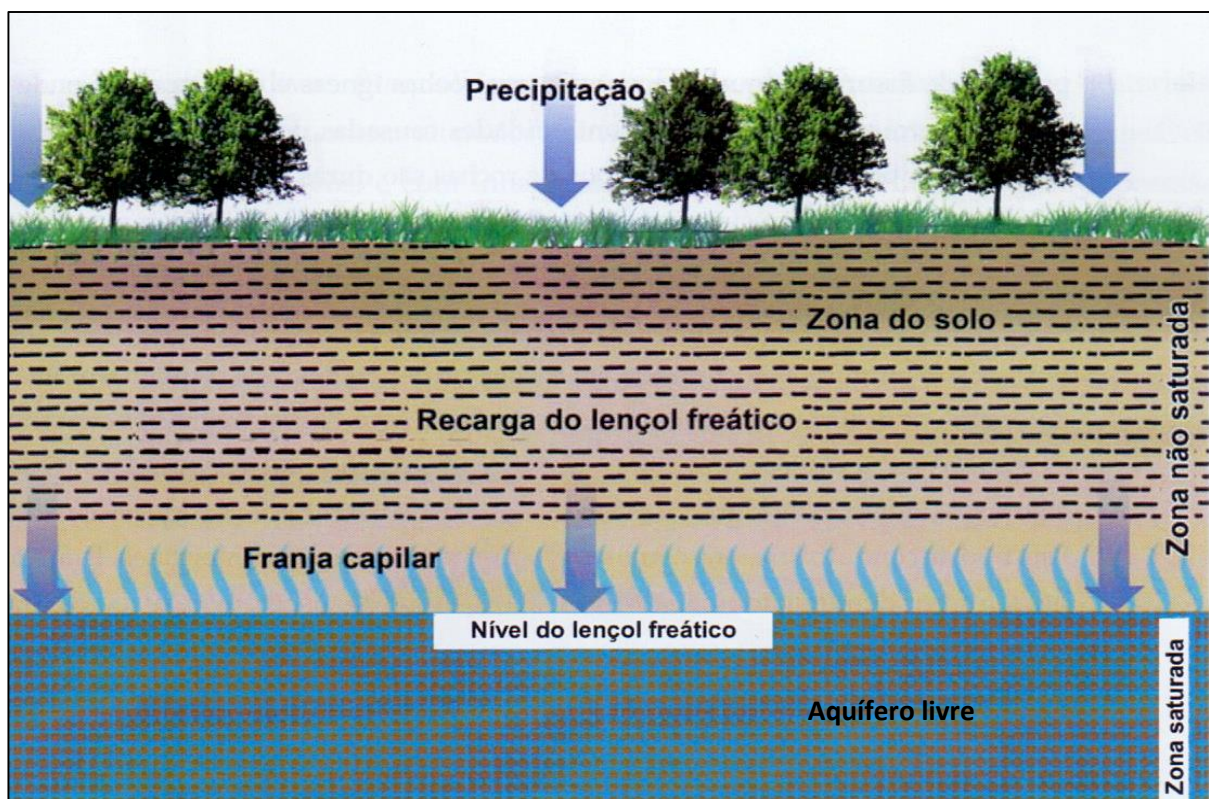


FIGURA 4 – Caracterização esquemática do perfil de água no solo.

Fonte: Rosafilho *et al.* (2011).

A zona não saturada é relatada, na literatura técnico-científica, como zona de aeração ou vadosa. É nesta área do solo que ocorrem as trocas gasosas das raízes, filtração e a autodepuração da água. Logo abaixo desta parte do solo, todos os espaços inter granulares e ou fraturas se encontram totalmente saturados por água (ROSA FILHO *et al.*, 2011). De acordo com o autor, nesta zona a água tem uma movimentação muito lenta e é proveniente do excesso de água (quando ocorre) das

zonas não saturadas que chegam, ali, devido à força de gravidade para dar origem ao manancial subterrâneo.

Parte deste manancial formará fontes naturais de água e o restante do fluxo subterrâneo formará o escoamento de base que desagua nos rios tornando-os perenes durante as estações de estiagem ou desaguando diretamente nos lagos e oceanos ROSA FILHO *et al.*, (2011). O nível em que se encontra a água subterrânea irá depender das características climatológicas da região, por isso, a água no sub solo pode permanecer a grandes profundidades ou ficar próxima da superfície do solo, dando origem às áreas encharcadas ou pantanosas, originando também, às nascentes.

De acordo com Godoy (2005), o nível da água subterrânea pode estar sob pressões iguais ou superiores àquelas que ocorrem na atmosfera. Quando as duas pressões são iguais – aquela no interior do solo é igual à da atmosfera - o aquífero é denominado de freático ou livre e o correspondente nível da água é chamado de nível freático. Quando o nível da água subterrânea está sob uma pressão maior que à da atmosfera, o aquífero recebe o nome de confinado e o nível da água corresponde ao nível piezométrico. Em Rizzi (2014) são abordados aspectos relacionados à importância das florestas nativas na produção e conservação dos mananciais hídricos, tais como as funções de interceptar a água da chuva, proporcionar condições ótimas de infiltração e reduzir o escoamento superficial.

De acordo com Barcellar (2005), a cobertura florestal é fundamental para o equilíbrio do funcionamento de ecossistemas. Tradicionalmente as florestas são tidas como elementos de grande eficácia para a estabilização e manutenção das vazões dos rios. Por esse motivo, se recomenda o uso de cobertura vegetal na recuperação de bacias hidrográficas. Molchonov (1963) afirma que as florestas são importantes instrumentos que regulam o regime dos rios por favorecerem a infiltração de água no solo e agem como uma barreira que impede o desencadeamento de escoamento superficial e erosão. Para Linhares *et al.* (2005), os extratos vegetais desempenham importante papel no ciclo hidrológico principalmente o de favorecer a infiltração de água no solo. Alguns trabalhos relatam a relação da vegetação com o a dinâmica da água subterrânea. Caglioni *et al.* (2006), em pesquisa realizada em bacia com Floresta Ombrófila Densa onde monitoraram o aquífero freático através de 18 piezômetros. Observou-se que o nível da água nos poços, próximos a um ribeirão, apresentou pouca oscilação pois

estavam sempre com elevado nível. Os poços localizados na meia encosta apresentavam maior quantidade de água em relação aos localizados no topo da área. Os poços localizados nas partes mais altas nunca chegaram a ficar saturados, o que levou os autores a concluir que os solos da bacia se apresentavam mais secos quanto mais a montante do córrego estivessem.

Os autores também observaram que a vazão registrada em um vertedor triangular, não respondeu diretamente aos eventos de precipitação. Exemplificaram relatando que a diferença da média mensal de um mês mais chuvoso em relação à média do mês seguinte, menos chuvoso, foi de 45% e a diminuição da vazão não acompanhou a redução do volume de chuva entre estes meses, diminuindo somente 0,15%. Por isso, concluíram que as variações do nível freático não corresponderam necessariamente às variações da precipitação pluvial, ou seja, o aquífero não respondeu diretamente aos eventos de precipitação. Segundo eles, chuvas menos intensas e bem distribuídas podem ser melhor absorvidas pelo sistema florestal causando menores vazões, bem como, menores oscilações do aquífero freático. Barcellar (2005), relata que embora a capacidade de infiltração do solo seja maior em bacias florestadas, a recarga dos aquíferos, geralmente é menor. Isto se deve ao fato de que a taxa de transpiração é muito mais significativa. A presença da floresta, tenderia a causar uma redução das vazões médias anuais bem como redução do fluxo de base em decorrência da evapotranspiração.

Carvalho (2011), pesquisando a recarga de água no solo, na Bacia Hidrográfica do Riacho Fundo, observou que em topo de morro o nível freático observado através de poço piezométrico permaneceu bem mais profundo em relação aos demais poços distribuídos nas parcelas estudadas. Observou que os poços localizados nas partes mais baixas da bacia, apresentavam maior nível de água devido ao fluxo subterrâneo que vinha das partes mais altas.

2.4 ESCOAMENTO SUPERFICIAL EM ÁREAS FLORESTAIS

O escoamento superficial é o segmento do ciclo hidrológico que representa o deslocamento da água sobre a superfície terrestre e também nos cursos naturais de água. Sua origem ocorre com os fenômenos de precipitação pluvial e está entre as fases de maior importância do ciclo hidrológico. Desperta interesse e necessidade da realização de estudos sobre o aproveitamento da água superficial e de

mecanismos de prevenção contra erosão e inundações, ambos fenômenos provocados pelo deslocamento da água (BARBOSA, 2004).

De acordo com Tucci (1997), a interação entre os componentes do ciclo hidrológico pode ser analisada graficamente através dos chamados hidrogramas ou hidrógrafas de vazão, (Figura 5).

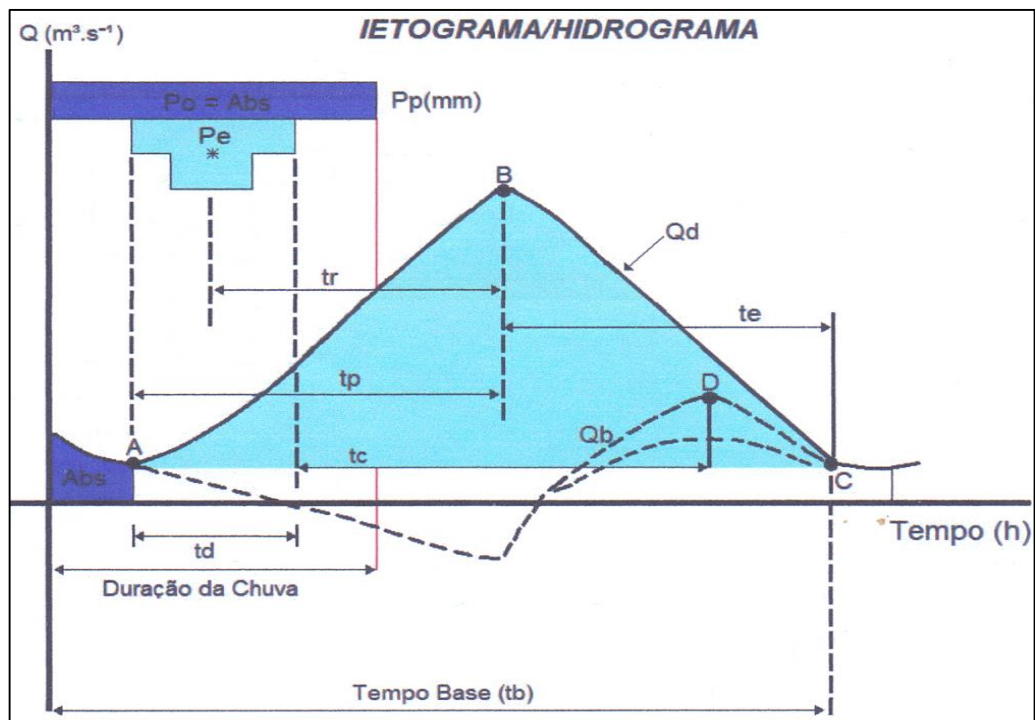


FIGURA 5. Hidrograma de vazão representando a dinâmica do escoamento da água e geração de deflúvio decorrentes de precipitação pluvial.

Fonte: Adaptado de Rizzi, (2014).

P_p = Precipitação total; P_e = Precipitação efetiva; E_s = Escoamento superficial; Q_d = Escoamento Direta. E_{ss} = Escoamento sub superficial; Q_b = Escoamento Básico. A = Ponto de inflexão início do Q_d ; AB = Ascensão do escoamento; P_e = Precipitação Efetiva que produz escoamento ou vazão direta (Q_d); BC = Curva de Depleção; AB = Curva de Ascensão; A = Ponto de inflexão início do Q_d ; B = Ponto ou Instante de Vazão máxima; C = Fim da vazão máxima; D = Momento de máxima Contribuição do Q_b ; t_p = Tempo de pico para a máxima vazão; t_c = Tempo de Concentração; t_e = Tempo de Recessão; t_b = Tempo de Base; t_r = Tempo de Retardamento; t_p = tempo de pico, Abs = P_o = Abstração ou Armazenamento de água.

É através dos hidrogramas que o deflúvio ou vazão, gerado pelo escoamento da água em uma bacia hidrográfica é representado. A forma ou tamanho do hidrograma é resultante das características fisiográficas e climáticas que exercem influência sobre as relações existentes entre precipitação e o deflúvio (RIZZI, 2014). Para descrever a ocorrência do escoamento superficial como fase do ciclo

hidrológico, é necessário compreender a dinâmica exercida pela água pluvial precipitada sobre uma bacia hidrográfica.

Durante o evento de precipitação, parte da água que atinge a bacia, é interceptada pela vegetação e evapora com o tempo. A porção da chuva que ultrapassa a barreira vegetal, atinge o piso florestal através da precipitação interna e do escoamento pelo tronco das plantas (BLAKE, 1975; BARBOSA, 2004). A água que consegue infiltrar no perfil do solo, somada à aquela retida nas depressões, na vegetação e em todos os obstáculos encontrados na bacia, representa a quantidade de água utilizada pela abstração inicial ou fase de armazenamento da água observada no hidrograma de vazão (De COURSEY, 1980) (Figura 5).

De acordo com Tucci (1993), o acúmulo superficial da água ocorre em função de obstáculos naturais e ou artificiais existentes em uma bacia. A retenção desta parte da precipitação é influenciada pelas características de cobertura e por práticas que compõem o manejo de solo (RAWLS *et al.*, 1982). Após o período de abstração ocorre o início do escoamento da água em uma bacia hidrográfica, observado toda vez que a intensidade da precipitação superar a capacidade de infiltração de solo (HORTON, 1933; BARBOSA, 2004).

Dunne e Leopold (1978) relatam que o processo de escoamento da água ocorre em três vias principais: o escoamento superficial ao solo, o escoamento sub superficial e o escoamento de base ou subterrâneo. O aumento da vazão em curso d'água, também, é diferenciado por Tucci (1993), em três partes relevantes identificadas no hidrograma de vazão: a curva de ascensão, curva central e a de recessão. Inicialmente sanada a abstração, ocorre o aumento da vazão denominado de período de ascensão da curva iniciando pelo ponto "A" em direção ao ponto "B" no hidrograma. Esta etapa onde se dá o aumento da vazão está altamente correlacionada com a intensidade da precipitação pluvial. O ponto "B" representa a região de pico onde começa a haver mudança de inflexão na curva pela diminuição da precipitação. Esta parte do hidrograma termina no ponto "C" com o fim do escoamento superficial.

PINTO *et al.* (1973) referem-se à este local do hidrograma - ponto C - como curva de depleção, porque com o fim do escoamento superficial, somente o escoamento subterrâneo estaria contribuindo para vazão do rio. De acordo com os

autores, o volume total de água transportado pelo leito principal de um rio é originado pelo escoamento em superfície e pelo fluxo de água que ocorre no subsolo, também chamado de escoamento de base. Porém, o escoamento na superfície do solo, oriundo de eventos pluviais, é considerado o principal meio de condução de água para o leito de um rio e responsável pelo aumento da vazão. Para Penman (1963), Rizzi (2014), o deflúvio pode ser considerado um produto residual do ciclo hidrológico que é influenciado por fatores como clima (relação com a precipitação) e características fisiográficas (relação com o relevo da bacia e uso do solo).

O resultado da interação entre precipitação, clima e meio físico, na geração de deflúvio é relatado em trabalhos científicos mostrando que a vazão pode responder de maneira diferente em relação a um evento chuvoso. Uma bacia hidrográfica, pode ter um rápido aumento de vazão em resposta a uma chuva de grande intensidade e de curta duração em função das condições fisiográficas, principalmente devido às características físicas de solo e da vegetação. Contudo, em uma outra bacia, um determinado evento pluviométrico, de menor intensidade, pode não gerar incrementos na vazão de um rio (pelo menos, não como resposta imediata ao evento). Isso, também, ocorre em função das condições fisiográficas que fazem com que a água precipitada fique armazenada na bacia por mais tempo

Um exemplo é observado em trabalho realizado por Mentges *et al.* (2005) ao realizarem o monitoramento da precipitação e da vazão em uma bacia de primeira ordem no Município de Agudo – RS. O comportamento da vazão observada no Arroio Lino, apresentou uma relação direta com a intensidade da precipitação, porém com um atraso cronológico. Os autores relatam que isso decorreu devido ao tempo necessário para que a água da precipitação umedecesse o solo (período de abstração inicial) para que, em seguida, pudesse escoar superficialmente em direção à calha do arroio.

Observaram um evento de precipitação, com altura não especificada, que a ascensão da vazão foi bastante rápida, passando de 5 para 70 L.s⁻¹ em apenas 40 minutos. Relatam, também, que a alta intensidade da chuva foi um dos principais fatores responsáveis pelo comportamento da vazão observada, uma vez que a área da bacia estava sobre solos de baixa capacidade de infiltração como os neossolos e chernossolos, que apresentavam contato direto com a rocha ou horizonte C. Outro

fator citado pelos autores que, certamente, influenciou o comportamento das vazões observadas foi a hidrografia da área, que seria composta por várias drenagens naturais favorecendo o escoamento superficial até a calha do córrego.

Também, Sagara (2001) em experimento realizado em pequena bacia hidrográfica experimental, no município de General Carneiro – PR, ao monitorar a relação chuva x vazão, durante o referido ano, conclui que o escoamento de base na bacia representou entre 87 a 99% do escoamento total gerado durante o ano todo, e a água de sub superfície foi a que mais contribuiu para a geração de deflúvio na bacia.

Carvalho (2011), ao realizar pesquisa onde avaliou precipitação efetiva, infiltração e escoamento superficial na bacia hidrográfica do Riacho Fundo – MG, constatou que os valores de escoamento superficial (produzidos em 8 talhões ocupados com eucalipto) foram baixos em relação à precipitação efetiva ocorrida em cada mês. Os valores escoados não atingiram, nem mesmo, 1% da precipitação incidente na área de estudo, durante os três anos de avaliação do experimento.

O autor ressalta que o aproveitamento da água da chuva é quase que total naquele ambiente. Em sua pesquisa foi possível observar a interação entre os componentes do meio físico no ciclo da água. Relata-se que, embora, se tratando de um ambiente ocupado por floresta de eucalipto, é preciso considerar a transpiração da vegetação e os benefícios que a floresta proporciona ao solo. Os solos da área estudada, pertencem à classe dos latossolos e as altas taxas de velocidade básica de infiltração, bem como, a alta capacidade de infiltração do solo, certamente influenciaram a retenção de água, o que gerou valores de escoamento superficial muito baixos.

A relação da produção de escoamento superficial e o consequente aumento de vazão em cursos de água natural, por ocasião de um evento de precipitação, também pode ser visualizada graficamente em trabalhos técnico-científicos como o realizado por Freitas *et al.*(2013). Nesta pesquisa, onde se avaliou a distribuição da chuva na Mata Atlântica, os autores ressaltam a importância da cobertura florestal dentro do balanço hídrico. Avaliaram a relação existente entre precipitação total em aberto, precipitação interna e escoamento superficial. Demonstraram graficamente o comportamento da precipitação em relação à quantidade da precipitação total que produziu escoamento direto na área de estudo.

No trabalho, o total de escoamento superficial coletado, gerou uma lâmina de 15,4 mm de água, a qual correspondeu a 1,3% da precipitação total incidente na bacia hidrográfica. Relatam que não foi observado uma correlação sincronizada entre a precipitação total e a geração de escoamento superficial. Também, o deflúvio, gerado na área, não esteve intimamente associado aos eventos de precipitação total, pois nos meses de janeiro a junho, os valores de vazão não foram tão elevados em relação aos altos volumes de precipitação observados.

Outro resultado que mostra a relação entre precipitação e a vazão é observado em trabalho realizado por Rodrigues *et al.* (2012), através de estudos hidrológicos realizados na bacia experimental Buriti Vermelho, no Distrito Federal. No trabalho, o comportamento das variáveis vazão e precipitação, foi avaliado através de gráfico que permitiu a visualização da oscilação da vazão, que, nem sempre, respondeu linearmente aos eventos de chuva. Com estes dois exemplos citados, por se tratarem de experimentos realizados em ambientes diferentes - bioma de Mata Atlântica e de Cerrado, onde as condições de clima, solo e vegetação são diferentes - se observa a influência do clima e do meio físico na dinâmica da água em bacias hidrográficas distintas.

2.4.1 Áreas Variáveis de Afluência em Bacias Hidrográficas

A hidrologia em áreas florestais é um assunto para importantes debates a respeito da importância sobre as várias e complexas vias de escoamento da água em áreas de contribuição hídrica nas bacias de drenagem. Isso se deve ao fato de que o escoamento da água tem forte relação com o pico de vazão, transporte de solutos (SIDLE, 2006). A água precipitada que escoar superficialmente, é mencionada em textos técnicos como escoamento superficial (runoff) e faz parte do ciclo hidrológico representando sua dinâmica na paisagem. Este fenômeno tem relação direta com a precipitação pluviométrica e com a capacidade de armazenamento de água no solo, havendo escoamento da água em superfície quando a pluviosidade supera a capacidade de armazenamento do mesmo (CARLESSO *et al.*, 2007).

Em 1933 o assunto foi estudado em caráter pioneiro no ramo dos estudos hidrológicos por Horton em sua teoria da infiltração-escoamento. Esta, foi baseada, no conceito de que a água escoaria por fluxo superficial como resultado da

superação da precipitação sobre a taxa de infiltração básica do solo (SIDLE, 2006). O trabalho realizado por Horton é considerado como o primeiro modelo clássico de estudos hidrológicos abrangendo a teoria sobre o mecanismo da infiltração e do escoamento de água pluvial que foi descrito de maneira quantitativa considerando primordialmente a intensidade da precipitação pluviométrica e a capacidade de infiltração do solo (SIEFERT, 2012).

Horton, propôs que a superfície do solo fracionaria a água pluvial em fluxo superficial e em água subterrânea. Ele, simplesmente, estabeleceu que para haver o escoamento superficial sobre o terreno seria necessário que a intensidade da precipitação fosse maior que a capacidade de infiltração do solo. E, assim, o excesso de água fluiria em superfície, até atingir algum curso d'água principal. Já a parcela da precipitação que chegasse, através da infiltração, às camadas mais profundas, alcançando os aquíferos livres, participaria do fluxo de base que alimenta canais principais que drenam uma bacia (HIBBERT e TROENDLE, 1988).

Em Sidle (2006) é relatado que embora o modelo proposto por Horton, seja baseado no conceito de que o escoamento superficial seria gerado exclusivamente sobre o terreno (Overland-flow), tal paradigma poderia ser rejeitado em muitos ambientes através de um sólido conhecimento das características dos solos do local. No entanto, o autor relata que o conceito da teoria hortoniana é empregado com sucesso, por engenheiros, no desenvolvimento de modelos calibrados para determinação de escoamento superficial visando predição de hidrógrafas de cheias para grandes Bacias hidrográficas.

Dunne (1983), Sidle (2006), relatam que podem surgir problemas com tais predições de escoamento, por não refletirem com acurácia os processos de fluxos de águas subjacentes em bacias hidrográficas. Desde o desenvolvimento desta teoria, significativos avanços conceituais foram feitos. Também, teorias contraditórias a esta e novos conceitos foram surgindo. Na década de sessenta, o serviço florestal americano observou que o escoamento hortoniano não acontecia exatamente como fora postulado (MENDIONDO, 1997).

A aceitação universal do postulado por Horton permaneceria vigente na década de vinte até que novas pesquisas realizadas em bacias florestadas dos Estados Unidos representaram um avanço na teoria da geração de escoamento

superficial em bacias hidrográficas. Betson (1964), usando um modelo matemático baseado na teoria da infiltração-escoamento de Horton, concluiu que o escoamento superficial usualmente seria originado a partir de uma pequena, mas consistente, parte da bacia hidrográfica. O desenvolvimento desta ideia pelo Tennessee Valley Authority em 1965, onde um novo modelo matemático foi usado, sugeriu que tratava-se de uma área de contribuição dinâmica que poderia variar em tamanho durante a evolução de um evento de precipitação pluvial.

Amerman (1965) através de análises de dados de escoamento superficial de pequenas bacias em Ohio, descobriu que as áreas produtoras de escoamento superficial estavam localizadas principalmente em partes da bacia como encostas e fundos de vale. Relatou que, estas áreas, não estariam necessariamente conectadas a cursos d'água perenes através de fluxo contínuo de superfície e que o escoamento gerado, frequentemente, seria absorvido antes de atingir um curso principal de água.

Helwett e Hibbert (1963); Weyman (1970) constataram que a chuva, proveniente tanto dos pequenos quanto dos grandes eventos pluviométricos, infiltraria nas partes mais altas da bacia, a montante dos cursos d'água principais. Consequentemente, haveria um acúmulo de umidade no solo alimentando o fluxo sub superficial da água em direção às partes mais baixas do terreno. Esta parcela da água pluvial infiltrada, ao aflorar próximo de um curso d'água, proporcionaria um ambiente de saturação hídrica de solo naquele local.

Hellwet e Ribbert (1967), propuseram um modelo conceitual de geração de escoamento superficial para uma bacia florestada. O modelo tinha como característica principal a contribuição ao incremento do escoamento superficial daquelas zonas saturadas que tinham a característica de se expandirem com a evolução de uma precipitação. Estas zonas, ocorreriam ao longo dos vales e nas porções mais baixas das encostas. Com estas descobertas, ficou evidente que a ocorrência de escoamento superficial em uma bacia hidrográfica, não estaria restrita apenas aos grandes eventos pluviométricos capazes de exceder a capacidade de infiltração do solo e gerar o escoamento superficial, conforme descrevia o postulado de Horton.

Para Horton, o conceito de infiltração-escoamento seria constante no espaço, por isso, considerava que o escoamento superficial provinha de todas as partes da bacia hidrográfica. Tal afirmativa confrontava-se com resultados obtidos em trabalhos realizados por Dune e Black (1970), onde observaram que o escoamento superficial de chuvas efetivas em grandes áreas, conforme fora descrito por Horton, não havia ocorrido em seus estudos realizados em bacia hidrográfica florestada.

Então, conforme novos estudos foram esclarecendo os mecanismos preferenciais de escoamento da água, a aceitabilidade da teoria de Horton ficaria restrita principalmente a áreas onde o solo tivesse sofrido ação antrópica como compactação, a locais com pouca matéria orgânica de solo, locais com de clima árido e semiárido, locais onde a cobertura da vegetação fosse esparsa e nas áreas que apresentassem solos rasos com afloramento rochoso e solos com caráter sódico ou com material que lhe conferisse baixa permeabilidade (DUNNE,1983; CHOW, *et al.*, 1994; SIDLE, 2006).

Contudo, relata-se em literatura que se áreas com estas características forem extensas ou se houver conectividade entre elas o fluxo Hortoniano poderá, sim, contribuir de maneira substancial para o aumento do pico de Vazões nos cursos d'água, (SIDLE, 2006;). Neste mesmo trabalho, relata-se que embora seja reconhecida a ocorrência do escoamento da maneira descrita por Horton (1933), em algumas áreas, este não é o principal mecanismo de geração de escoamento superficial a contribuir para o incremento das vazões em ambientes com florestas de clima temperado. Para Chorley (1978), Ranzini *et al.* (2004) este é, apenas, um dos mecanismos que contribuem para que haja formação de escoamento em superfície. Hibbert e Troendlle (1988) relatam que tal fenômeno teria mínima ocorrência em bacias hidrográficas com florestas, sendo portanto, insuficiente para explicar a formação de escoamento direto nestes locais.

O desenvolvimento do conceito de Áreas Variáveis de Afluência (AVA's) deve-se ao fato de que em bacias com boa cobertura florestal, o deflúvio não é observado em toda a sua superfície. Ele pode ocorrer em áreas que apresentam a capacidade de se expandir ou se contrair e que ocorrem em apenas uma fração pequena da bacia. Nela, o solo encontra-se naturalmente saturado ou pode entrar em condição de rápida saturação com a ocorrência de um evento pluviométrico. As

AVA's são dependentes da quantidade de chuva e da condição antecedente de umidade de solo dada pelo nível do aquífero freático. Por terem a capacidade de se expandir, com a umidade de solo, e de se contraírem, pela falta dela, são chamadas de áreas variáveis (CHORLEY 1978).

Sidle (2006) relata que o conceito de Áreas Variáveis de Afluência - elaborado nos anos 60, baseado em pesquisas desenvolvidas em bacias florestadas - marca a evolução na teoria da geração de escoamento superficial que, ainda, é amplamente utilizada. Tal conceito, contempla as zonas ripárias como fontes geradoras de escoamento (deflúvio) que se retraem e se expandem em resposta a um evento pluvial, ao derretimento de neve e à flutuação do aquífero freático. Pelo fato do escoamento superficial poder ocorrer mesmo que a intensidade da chuva não exceda a capacidade de infiltração do solo, é evidente que não se trata de escoamento hortoniano, porque pode ocorrer, também, por interfluxo lateral no solo. (CHORLEY, 1978).

Ao contrário do postulado por Horton (1933), o conceito das Áreas Variáveis de Afluência, estudadas por Helwett e Ribbert em 1963, incorpora a dimensão espacial na produção de escoamento superficial em bacias hidrográficas. Sendo assim, o escoamento produzido nestes locais é oriundo de uma percentagem variável da área que poderá expandir em períodos chuvosos ou retroceder em tempos de estiagem ou escassez hídrica.

As fases de produção de escoamento superficial, nas áreas onde a afluência é variável, podem ser representadas através dos hidrogramas de vazão (Figura 6) e ocorrem preferencialmente em:

- a) Zonas saturadas que ocorrem nas margens dos cursos principais de água, zonas ripárias e suas cabeceiras que se expandem durante chuvas prolongadas.
- b) Concavidades do terreno para onde as linhas de fluxo de água convergem como aquelas que existem nas cabeceiras e em partes de zonas ripárias.
- c) Locais onde o solo apresenta pouca espessura e a capacidade de infiltração é reduzida.

Na (Figura 6), o comportamento das AVA's, está relacionado à intensidade e duração da precipitação, pois no hidrograma com tempo (0), o escoamento ainda não existe. À medida que a umidade aumenta, devido à chuva, começa haver produção de escoamento nas áreas com maior umidade de solo ligadas a algum curso natural de água, tempo (1) do hidrograma.

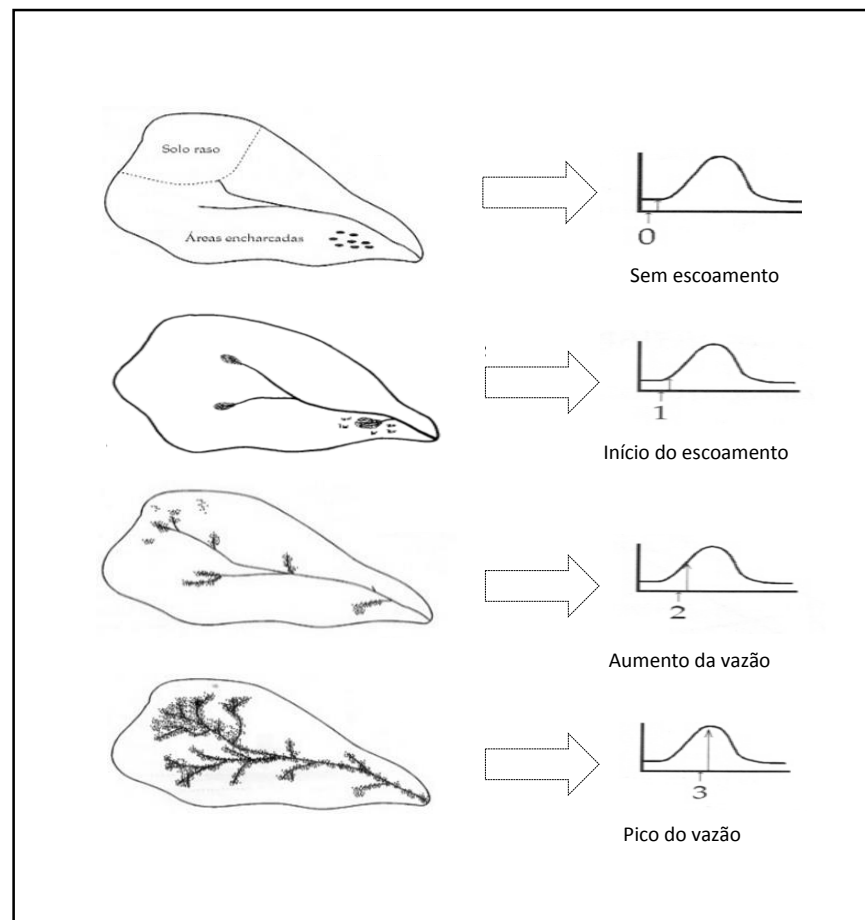


FIGURA 6. Produção de escoamento superficial (Es) nas AVA's.
Fonte: Adaptado de Hewlett e Ribbert(1963).

Nas partes da bacia, onde a água pode se acumular, começa a haver produção de escoamento superficial devido à baixa capacidade de infiltração do solo em relação a um evento pluvial. É possível perceber que a curva que representa a subida da vazão, aumenta no tempo (2). Finalmente, quando todas as áreas de contribuição dinâmica estão produzindo escoamento na bacia, se observa o pico de vazão através do hidrograma no tempo (3). Em ambientes de florestas o fluxo de sub superfície também contribui com o fornecimento de água para as áreas onde a afluência é variável, porque a água da chuva que infiltra nas áreas de cotas mais altas, ao atingir as cotas mais baixas da bacia, pode aflorar em locais que

apresentam uma diminuição drástica da camada de solo, ocorrendo a exposição da camada litológica havendo uma maior presença de umidade no solo. Neste último caso, o escoamento passa a ser superficial e é chamado fluxo de retorno, ocorrendo geralmente em áreas de contribuição dinâmica na bacia (MUSGRAVE e HOLTAN, 1964; WHIPKEYE e KIRKBY, 1978; ELSENEBEER e VERTESSY, 2000.).

Também, a precipitação que cai diretamente sobre as áreas onde o aquífero é raso, pode contribuir para o escoamento superficial da água (DUNNE e BLACK, 1970). Alguns trabalhos técnicos, elucidam a geração de escoamento superficial em áreas com florestas ao se analisar o comportamento de variáveis hidrológicas em campo. Zardin *et al.* (2012), trabalhando com infiltração de água no solo em área com floresta, constatou através das altas taxas de velocidade de infiltração básica e de condutividade hidráulica de solo, que o comportamento da infiltração da água para diferentes posições na paisagem (topo, encosta e base) ajudou a esclarecer a produção de escoamento superficial pela bacia hidrográfica estudada. Para os autores foi possível concluir que o escoamento superficial predominante na bacia foi influenciado pelas áreas variáveis de afluência e pelas características de cada classe de solo encontrada no local.

Constataram um comportamento decrescente da infiltração de água no solo desde o topo até a base (áreas mais baixas na bacia) significando, que nas partes mais altas a chuva precipitada tendeu a infiltrar quase que totalmente. Contudo, na base, onde a condutividade hidráulica do solo é menor, o escoamento superficial ocorreu principalmente, quando chuvas de maior intensidade conseguiram superar a capacidade de infiltração do solo que foi baixa devido às suas características físicas.

2.5 MODELAGEM DE PROCESSOS HIDROLÓGICOS

De acordo com Tucci (1998), a modelagem consiste na representação de objetos ou de sistemas em linguagem de fácil uso e acesso. Os modelos são de grande importância ao se monitorar o comportamento de sistemas naturais, porque permitem prever a resposta do meio à diferentes ações, como modificações de uso e ocupação do solo, precipitações extremas, estiagens entre outros.

Para Batchelor (1994), os modelos são definidos como uma proposição simplificada da natureza com o objetivo de se conhecer um fenômeno natural. Em

Tim (1996), eles são considerados ferramentas de cunho extraordinário no conhecimento dos processos ambientais. A base de dados sobre a qual se idealiza a construção de modelos matemáticos é pautada em observações sistêmicas da realidade.

Em Tucci (2005) é relatado que modelos hidrológicos permitem uma representação do comportamento de um sistema natural que pode ser representado através de equações matemáticas e devido à sua versatilidade pode ser modificado. Em hidrologia, a modelagem tem como objetivo principal a compreensão do sistema hidrológico como um todo, sob uma visão mais generalizada a fim de realizar previsões futuras necessárias para a tomada de decisões. Um modelo hidrológico possibilita que se tenha uma representação matemática do fluxo de água e seus constituintes sobre alguma parte da superfície e ou sub superfície terrestre (MAIDMENT, 1993). A maioria dos modelos busca uma representação com maior quantidade de detalhes nos processos hidrológicos dominantes como a infiltração, o escoamento superficial e subterrâneo (TUCCI, 1998).

Os problemas encontrados na gestão de recursos hídricos são resultantes da combinação de vários fatores fisiográficos como clima, geologia, relevo, solo cobertura vegetal e outros. Por isso, os modelos matemáticos quando integrados a modelos digitais de terreno, bem como ao geoprocessamento, tem a finalidade de melhorar a representação espacial e temporal de superfícies auxiliando na representação das condições fisiográficas (TUCCI, 1998).

2.5.1 Modelos Hidrológicos e os Sistemas de Informações Geográficas

Foi com o surgimento dos computadores, no início da década de 60, que a produção de cartografia deu o seu maior passo, originando os primeiros Sistemas de Informações Geográficas (SIG's). Tais sistemas são considerados como uma das principais ferramentas do geoprocessamento, eles permitem a obtenção qualitativa e quantitativa de dados computacionais geográficos possibilitando a gestão dos recursos e aplicação de técnicas otimizadas baseadas em diagnósticos georreferenciados. De acordo com no passado, um mapa só poderia ser confeccionado através de meios quase que artesanais, normalmente percorrendo-se o trecho a ser delineado. Atualmente os mapas já podem ser elaborados com base em imagens geradas com a utilização de satélites Garbrecht e Martz (2000).

Antes da popularização dos sistemas de informações geográficas, a obtenção de parâmetros fisiográficos como declividade, comprimento do curso d'água principal, densidade de drenagem, e outros, era seriamente dificultada pelo volume de trabalho. Atualmente, a integração dos sistemas de informações geográficas e modelos digitais de elevação permite que informações de superfícies geográficas como área, perímetro, comprimento da rede de drenagem, declividade, altitudes e outros, sejam obtidos com maior rapidez.

Para Cavallari *et al.* (2007), a transformação dinâmica do meio físico decorre da intensa atuação da agricultura moderna, principalmente, em áreas de expansão de fronteiras agrícolas. A modificação da paisagem pelo uso das terras através da atuação antrópica proporciona mudanças significativas no solo e no seu sistema natural de drenagem (PISSARA, *et al.*, 2002). Estas mudanças no meio físico impõem a adoção de técnicas e de diagnósticos que acompanhem o dinamismo do uso da terra em um espaço-temporal. Portanto, com a confecção dos modelos de superfícies é possível realizar uma estimativa dos processos geomorfológicos e suas relações com a evolução da paisagem. MONTGOMERY (2003).

Também, os Sistemas de Informações Geográficas (SIG), cada vez mais, conferem apoio ao estudo do meio físico tornando possível a representação e manipulação de dados espacialmente distribuídos e entidades geográficas da paisagem por meio de informações georreferenciadas que descrevem as suas características e formas. Tendo os SIG's a capacidade de manipular informações espacialmente distribuídas, o seu objetivo principal no estudo da hidrologia é materializado pela determinação de parâmetros hidrológicos através da análise topográfica do terreno a partir de um modelo digital de elevação. Por isso, os trabalhos necessários para estudos de parâmetros hidrológicos, podem ser executados dentro de um SIG (FERRAZ *et al.*, 1999). Assim, modelar digitalmente uma superfície, de modo consistente, significa representar o relevo de forma a reproduzir, com exatidão, situações como, por exemplo, o escoamento da água superficial em bacias hidrográficas como se o observa no mundo real ESRI (2010).

2.5.2 Modelos que descrevem a Infiltração de Água no Solo

De acordo com Paixão *et al.* (2004), a infiltração de água no solo deve ser quantificada por meio de métodos simples e que tenham condições de representar

de forma adequada, as condições naturais em que se encontra o solo. Normalmente, os modelos utilizados para descrever o processo de infiltração, são empíricos ou teóricos. A vantagem em se utilizar um modelo empírico, está no fato de que eles permitem que os parâmetros utilizados sejam relacionados às características do solo sem que tenham obrigatoriamente algum significado físico (BRANDÃO e PRUSKI, 2003).

Os modelos empíricos permitem que sejam englobados na determinação de suas constantes, alguns fatores como a heterogeneidade do solo que normalmente são de difícil consideração nos modelos teóricos. A principal desvantagem de uso das equações que representam os modelos empíricos, é que o seu ajuste é válido somente para as condições para as quais foram determinadas, não podendo ser utilizadas em locais com condições físicas diferentes (BRANDÃO e PRUSKI, 2003)

Portanto, na literatura técnica é relatado o uso de modelos matemáticos empíricos que descrevem o processo de infiltração de água no solo, tais como: modelos de Horton (1940), Kostiakov (1932), de Kostiakov-Lewis (1945), e o de Philip (1957), cujas respectivas equações são apresentadas, neste trabalho, no item materiais e métodos. A equação potencial de Kostiakov-Lewis, foi criada com a finalidade de solucionar o problema da velocidade de infiltração final tender a zero - não correspondendo à velocidade de infiltração básica de água no solo - quando se usa o modelo de Kostiakov, por longos períodos (PHILIP, 1957). Embora, esta equação represente uma modificação do modelo de Kostiakov, não leva em consideração o teor de umidade inicial do solo. Portanto, se recomenda que o teste de infiltração seja realizado com um teor médio de umidade quando a equação de Kostiakov-Lewis for utilizada (PHILIP, 1957).

A equação que representa o modelo de Horton, descrita na forma de uma função exponencial, mostra que, com o tempo, a redução na taxa de infiltração é fortemente controlada por fatores que operam na superfície do solo, tais como selamento superficial, devido ao impacto das gotas de chuva, e fenômenos de expansão e contração do solo (PREVEDELLO, 1996). Naturalmente, todas estas equações são válidas, cada uma representando um determinado comportamento da infiltração, devendo-se escolher para cada tipo de solo aquela que melhor se ajustar às suas características.

2.5.3 Modelos de chuva-vazão e o método de Curva Número

Uma das tarefas de extrema importância em hidrologia consiste na quantificação das vazões de cheia que resultam do excesso de chuva sobre bacias hidrográficas. O complexo processo que transforma dados de chuva em dados de vazão tem sido simplificado teoricamente por meio de modelos matemáticos que são construídos para representá-lo, de maneira mais simples, fornecendo resultados compatíveis aos obtidos através de medições de precipitação e vazão RIGHETTO (1998). O escoamento superficial é uma das fases do ciclo hidrológico, cujo estudo é de grande importância para o manejo agrícola e para o dimensionamento de obras de engenharia (SARTORI, 2005). Realizar a estimativa desta grandeza hidrológica é fundamental para: se verificar o risco da ocorrência de erosão em áreas agrícolas e urbanas (Young *et al.*, 2002), realizar análise do risco de inundações (Gomes e Mattos, 1999), bem como, estudos de impactos ambientais (Silva *et al.*, 2009).

A atual escassez dos recursos hídricos, causada pelo crescente aumento de sua demanda - a fim de suprir as necessidades do desenvolvimento econômico e produção de alimentos - faz com que seja necessário considerar as consequências do uso e ocupação do solo na geração do escoamento superficial para fins de planejamento e conservação de micro bacias. (SARTORI, 2005).

Pathak *et al.* (1989), relatam que informações a respeito do volume do escoamento da água sobre a superfície do solo são necessárias para estudos relacionados ao manejo de solo e da água, como uma forma de avaliação da eficiência dos métodos de preparo e cultivo de solos e em planejamentos de irrigação.

Schwab *et al.* (1966) relatam que para o dimensionamento de obras hidráulicas, em que o objetivo é a condução do excesso de água para fora da área de interesse, o conhecimento da vazão máxima de escoamento superficial torna-se fundamental. Porém, mensurar este importante elemento do ciclo hidrológico, a nível de campo, é caro e demanda tempo, por isso, tal problema, tem incentivado o uso de modelos matemáticos para que se possa prever o escoamento superficial em uma determinada área de interesse (MA *et al.*, 1998).

Sartori (2005) menciona a importância da utilização dos modelos de chuva-escoamento (ou chuva-vazão) devido a sua flexibilidade na previsão de comportamentos futuros, influenciados pelas alterações decorrentes da ocupação do

solo - principalmente, em um país como o Brasil que têm carência de dados fluviométricos para pequenas bacias hidrográficas com crescente processo de expansão e exploração.

Por isso, a busca por um modelo confiável, que realize a estimativa do escoamento superficial em bacias hidrográficas, tem sido objeto de estudos de diversos pesquisadores em vários países (MELLO, 2004). No Brasil, a maior dificuldade verificada em relação à disponibilidade de dados de vazão, em micro bacias hidrográficas, acontece porque a maior quantidade de informações ocorre para dados de precipitação que são mais abundantes em relação aos de vazão, graças aos vários postos meteorológicos existentes no país que geram boa disponibilidade de informações (GENOVEZ, 2001). Este problema é abordado em Tassi *et al* (2006) onde se menciona a frequente indisponibilidade de dados de vazão, em bacias urbanas, que são necessários para o dimensionamento da maioria das obras hidráulicas e que para suprir tal carência, são utilizados métodos sintéticos capazes de transformar dados de precipitação em outros de vazão.

Para as ciências hidrológicas, um dos grandes desafios está na geração de modelos matemáticos, de chuva-escoamento, que tenham a finalidade de realizar a predição de escoamento superficial da água relativo a eventos específicos de precipitação e que possam ser aplicados a bacias hidrográficas não monitoradas (MELLO, 2003). De acordo com Sartori (2005), quanto mais detalhados forem estes modelos, mais difícil será a sua utilização devido à necessidade de se conhecer ou obter, através de estudos experimentais, parâmetros, para a sua aplicação, que sejam dotados de confiabilidade. O autor relata que a quantificação do escoamento superficial é uma tarefa complexa que depende de vários fatores, que são agregados aos parâmetros considerados pelos modelos de chuva-escoamento.

Assim, vários modelos hidrológicos, utilizados no Brasil, adotam o método de Curva Número (desenvolvido pelo Serviço de Conservação de Solos dos Estados Unidos (SCS), atual Natural Resource Conservation Service-USDA, na década de 1950) para estimar o escoamento superficial da água CAO (2011). O método, também, citado na literatura técnico-científica como Método dos Números Hidrológicos é empregado na modelagem do escoamento superficial em bacias hidrográficas urbanas e rurais, através de modelos computacionais como Soil and Water Assessment Tool (SWAT) (Arnold, *et al*, 1998), Agricultural Non-point Source Pollution Model (AGNPS) (Young *et al*, 1987) e outros.

Está baseado no conceito de que o escoamento superficial, gerado em um determinado evento de chuva, é uma função da altura total da lâmina de água precipitada e das abstrações iniciais (retenção da água no complexo solo-planta, antes do escoamento) TYAGI *et al.*, 2008. O Curva Número é um método simplificado que depende unicamente do parâmetro CN, que empiricamente, foi baseado em dados das relações entre intensidade da chuva, condições da superfície do solo e volume de escoamento superficial TASSI *et al.* (2006). Portanto, o valor de CN é uma função do uso e cobertura do solo, de suas condições hidrológicas, do grupo hidrológico ao qual pertence e da umidade antecedente do mesmo. (MACHADO, 2002).

Para Garen and Moore (2005), o método americano, é uma das técnicas mais comuns e largamente utilizadas para estimativa de escoamento superficial incorporada a inúmeros modelos hidrológicos, obtendo popularidade graças à sua relativa facilidade de uso e por ter sido desenvolvido por uma agência altamente credenciada (PONCE, *et al.*, 1996; MACHADO, 2002). Os valores de CN são obtidos de tabelas padronizadas pelo NRCS que foram construídas segundo as condições de uso e cobertura dos solos norte-americanos, considerando os quatro grupos hidrológicos (A, B, C e D) aos quais os solos, daquele país, foram agrupados em virtude de sua taxa de infiltração, textura e estrutura.

Porém, para alguns usos da terra e grupos de solo, o valor de CN não está disponível em manuais e, por isso, deve ser estimado, LIMA *et al.*, (2007). Um dos grandes problemas da aplicação do Curva Número, em território nacional, é que ele reúne os solos norte-americanos, segundo suas características de infiltração e produção de escoamento superficial, portanto, estas podem diferir daquelas inerentes aos solos encontrados no Brasil. Há uma necessidade de se fazer uma adaptação ou “calibração” do método para as condições dos solos brasileiros a fim de que sua utilização seja confiável quando este for empregado em modelos de chuva-vazão (SARTORI, 2005).

Grove *et al.* (1998) relatam que a alta variabilidade espacial dos fatores físicos encontrados em bacias hidrográficas, dificulta a determinação precisa dos valores do número de curva para todas as áreas de uma bacia e que mesmo pequenas variações nestes valores, poderiam gerar erros de estimativa. Lewis *et al.* (2000) mencionam que métodos como o Curva Número, mesmo quando utilizados para as suas próprias condições fisiográficas, podem apresentar problemas ao serem

empregados em modelos hidrológicos que estimam escoamento superficial em sub bacias. Em Tassi *et al.* (2006), se relata que em uma situação de inexistência de dados para a determinação do parâmetro curva número, o uso deste método adquire um caráter subjetivo com base nas informações disponíveis como mapas de uso e ocupação do solo, fotografias aéreas, imagens de satélite e outros.

Porém, mesmo com uma análise criteriosa desta base de dados, o parâmetro CN, adotado, pode não ser adequado para a região em estudo, devido à complexidade e não linearidade dos processos que ocorrem em uma bacia hidrográfica. Os autores exemplificam relatando que, como consequência da estimativa de um parâmetro, pode-se superestimar ou subestimar dados de trabalhos que envolvam a utilização do Método de Curva Número, trazendo prejuízos econômicos e à população.

De acordo com Machado, (2002), as pesquisas com trabalhos publicados sobre CN, servem para aumentar o conhecimento do método ou para examinar criticamente a aplicabilidade do mesmo sobre situações distintas. Para ele existe uma séria importância em se fazer estimativas precisas sobre o número de curva hidrológica. Também, os parâmetros tabelados utilizados na determinação do CN servem como guias úteis, mas experiências locais (a nível de campo) são recomendadas para que se obtenham resultados mais precisos.

Em estudo realizado por Allasia e Villanueva. (2007) - onde se determinou a influência do erro na estimativa dos valores de CN sobre o custo de investimento de uma rede de macrodrenagem urbana - relata-se que a inexistência de dados hidrológicos ou a pobre qualidade dos mesmos, pode resultar no mal dimensionamento de redes de macrodrenagem. Isto acarreta em custos elevados para a sociedade. Segundo estes autores, o parâmetro CN, representa uma das mais importantes fontes de erros na estimativa das dimensões de redes de macrodrenagem urbana. Relatam que o hidrólogo costuma estimar valores do parâmetro a partir de literatura e de escassas informações, cometendo, com isso, erros na estimativa, tanto por excesso, quanto por defeito. Como consequência dos erros de estimativa do parâmetro CN, usualmente cometidos, relatam que a vazão de pico pode variar entre 30 e 160%, e os custos da rede de drenagem variam entre 15 e 80%. Caso a rede de macrodrenagem fosse construída com parâmetros de CN errados, resultando no seu subdimensionamento, seria necessário gastar entre R\$ 0,50 a 1,10 para cada real investido com intuito de recuperação desta rede.

Em trabalho de pesquisa realizado por Carlesso *et al.* (2007) (que teve a finalidade de determinar e modelar o escoamento superficial, para solos com diferentes características físicas, a partir de diferentes intensidades de chuvas, no Rio Grande do Sul) foi utilizado o Método de Curva Número para a estimar o escoamento superficial da água. Os autores relatam que, em média, o método do SCS, superestimou o escoamento superficial acumulado em 34%. Para eles, este resultado deve-se ao fato de que o Curva Número, não considera os sistemas de manejo do solo, os quais, normalmente, são empregados como práticas agrícolas, particularmente, em áreas irrigadas. Concluem que a para a utilização, satisfatória, do Curva Número há a necessidade de ajustá-lo, considerando o manejo do solo.

Santos (2010) ao realizar pesquisa para determinar a estimativa de vazões máximas de projeto por métodos determinísticos e probabilísticos, utilizando o Curva Número, conclui que o método do SCS, estimou valores inferiores em relação àqueles obtidos através dos métodos probabilísticos. A autora, relata que o método, requer uma série de parâmetros, como o valor de CN, dependentes de escolha apropriada por parte do usuário. Pela sua ótica, a estimativa do valor de CN, pode ser muito subjetiva e, por isso, o método deveria ser utilizado com cautela.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 LOCALIZAÇÃO DA BACIA EXPERIMENTAL

A bacia experimental está localizada no Campus III da Universidade Federal do Paraná, Curitiba – PR e se encontra inserida entre as coordenadas geográficas $25^{\circ}26'50''$ S e $25^{\circ}27'33''$ S e $49^{\circ}14'16''$ W e $49^{\circ}14'33''$ W. (Figura 7).

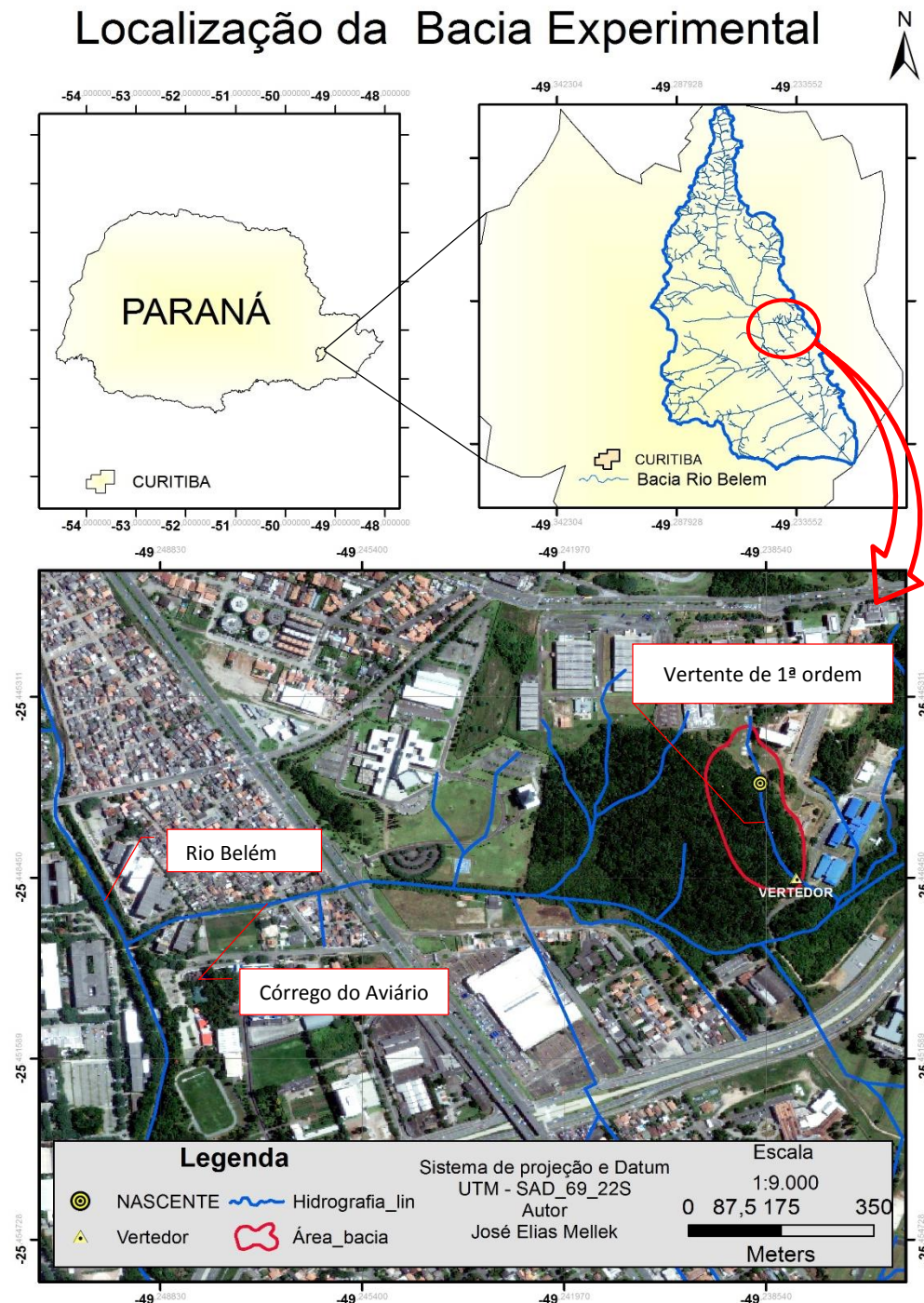


FIGURA 7. Localização da bacia experimental na malha hidrográfica da Bacia do Rio Belém. Fonte: Autor (2013).

3.2. CARACTERIZAÇÃO GERAL DA BACIA

3.2.1 Clima

O clima da região segundo a classificação de Köppen é predominantemente Cfb, clima subtropical úmido, mesotérmico caracterizado por verões frescos, invernos com geadas frequentes e chuvas bem distribuídas ao longo do ano não apresentando estações secas. A temperatura média anual para as estações quentes não ultrapassam 22°C e para os meses mais frios ficam em torno de 18°C. A umidade relativa do ar, anualmente, fica na média de 85% e a precipitação média anual pode chegar a 1500 mm (RONDON NETO *et al.*, 2002, IAPAR, 2013). Do ponto de vista climático, os parâmetros de clima, extrapolados de Curitiba, são válidos para todas as localidades de sua região metropolitana, apresentando variações insignificantes para a média geral (JACOBS, 2002).

3.2.2 Hidrografia

O Rio Belém, que recebe a água drenada da bacia experimental, tem grande importância para o Município de Curitiba por estar entre os seis rios que atravessam a cidade de norte a sul. Todos tem como destino final o Rio Iguaçu, localizado no extremo sul da cidade. A Bacia do Rio Belém, possui uma área de 87,62 Km² que corresponde a 20% da área total do município.

A bacia experimental abrange uma área de 3,5 ha, onde está inserido um curso de água com extensão de 243,21 m, responsável pela sua drenagem. É considerada uma bacia de primeira ordem, pois de acordo com Horton (1940), a rede fluvial que drena uma bacia hidrográfica, pode ser classificada segundo uma hierarquia de cursos d'água. Nesta, os menores canais existentes são nomeados de canais de primeira ordem, por iniciarem a partir de uma nascente. Estes canais, quando se unem a um outro canal, formam o próximo de ordem maior, à jusante da bacia. As vertentes de primeira ordem possuem baixo volume de água, porém quando se unem a outra de ordem igual para formar uma vertente de segunda ordem, aumentam a hierarquia hídrica e contribuem para que haja um aumento do volume de água escoado. Então, quanto maior for a ordem do rio principal, maior será a quantidade de seus afluentes (HORTON, 1940).

A água proveniente da bacia experimental soma-se aos volumes de água drenados das demais vertentes da região, escoando diretamente para o Córrego do Aviário que recebe um incremento no seu volume d'água. O córrego - cuja nascente se encontra no Campus II da Universidade Federal do Paraná, Centro Politécnico, no bairro Jardim das Américas - tem uma extensão de 2,83 Km e é um dos principais afluentes da margem direita do Rio Belém por conduzir toda a água drenada, diretamente para a sua foz localizada na Pontifícia Universidade Católica do Paraná, no bairro Prado Velho (Figura 7).

3.2.3 Geologia

O município de Curitiba, que representa o primeiro planalto do Estado do Paraná, está inserido em um contexto geológico que abrange um período de 2,7 bilhões a 600 milhões de anos, no qual a região paranaense sofreu um intenso derramamento magmático. A região que forma o primeiro planalto sofreu uma intensa ação tectônica com falhamentos e dobramentos dando origem à bacia sedimentar de Curitiba (CAMARGO e SPOLADORE, 2009), (Figura 8). De acordo com Salamuni e Stellfeld (2001), a Bacia Sedimentar de Curitiba, é formada por estratos compostos de sedimentos do cenozoico médio ao superior (Formação Guabirotuba), pela Formação Tinguís, pertencente ao Quaternário, e ainda, pelos depósitos aluvio-coluvionares recentes. Todas estas formações se encontram depositadas sobre o metamorfismo do Embasamento Cristalino.

A região metropolitana de Curitiba está inserida em um cenário onde as altitudes médias variam entre 850 a 950 m com relevos ondulados a planos. O embasamento geológico da região tem como principais representantes na área metropolitana, as rochas do embasamento cristalino formadas pelos xistos e gnaisses cortados por diques de pegmatitos e intrusões graníticas e pelas rochas metassedimentadas do grupo Açungui. Já no perímetro urbano da capital há o predomínio da formação sedimentar Guabirotuba (NOWATSKI, 2013).

São detectados dois grupos granulométricos na Formação Guabirotuba, o primeiro é composto por elementos de granulação mais grossa formado por areias, areias silticas e areias siltico-argilosas. O outro grupo, de granulometria mais fina, é composto basicamente de argilas silticas e silte argiloso.

De acordo com Archela (1986), ocorre a predominância da fração argila sobre a fração de elementos com granulometria superior a 0,062mm. Em relação ao material arenoso, há o predomínio da fração grosseira na faixa de 57%, enquanto que 37% corresponde a fração de areia média e apenas 6% corresponde a fração da areia fina.

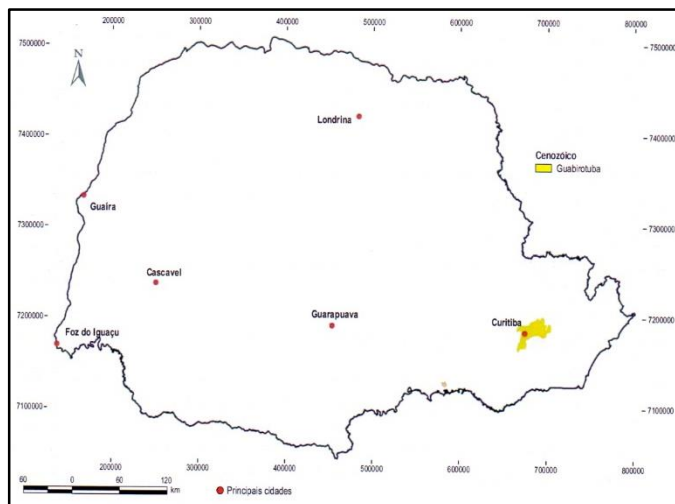


FIGURA 8. Distribuição dos depósitos sedimentares da Formação Guabirotuba. Fonte: Rosa Filho (2011).

De acordo com Bigarella e Salamuni (1962), a formação é composta por bancos pouco consolidados de argilas, arcósios e de finos depósitos carbonáticos, bem como, areias arcossianas e cascalhos. Na formação são encontrados também, depósitos rudáceos com predominância de seixos de quartzos encontrados nas bordas da Bacia Sedimentar de Curitiba. A espessura dos sedimentos podem variar de 1 a 85m onde o valor médio está em torno de 40 m.

De acordo com Felipe (2011), em um perfil típico geológico da Formação Guabirotuba, são encontrados linhas de seixo que correspondem a linhas de quartzos sub angulosos com tamanhos variados normalmente centimétricos de espessura variando de centimétrica a métrica. Argilas alteradas, chamadas de saprólito, de cor variegada, vermelha, amarela, podendo conter grãos de quartzo e feldspatos alterados (caulim) de textura argilosa. O argilomineral predominante, neste caso, é a esmectita (2:1) e em menor proporção a illita (2:1) e caulinita (1:1) com espessura variando de 1m a mais de 50 m. Podem ser encontradas argilas de cor cinza a esverdeadas contendo quartzo e feldspatos alterados (caulim), textura argilosa a muito argilosa. O argilomineral predominante, também, é a esmectita (2:1) e em menor proporção a illita (2:1) e caulinita (1:1) com espessura variando de 1m a mais

de 50 m. Podem ser encontrados arcósios que consistem em corpos lenticulares cujos minerais são quartzo e o feldspato com granulometria grossa a fina. Estes elementos ocorrem, geralmente, de maneira dispersa em várias profundidades. Quando em áreas muito grandes podem apresentar espessuras de até 3m. Formam estruturas compactas de grãos de quartzo e feldspato cimentados por caulinita ou esmectita. Podem ter permeabilidade média a baixa em muitos casos formam pequenos aquíferos confinados. Dependendo da argila que os compõem, (caulinita ou esmectita) podem ser mais ou menos erosivos

Na base da Formação Guabirotuba, são encontrados arcósios e cascalhos, normalmente no contato com os saprólitos dos gnaisses-migmatitos. Apresentam cor avermelhada até cinza esbranquiçada possuindo espessura de 3m. A granulometria da fração areia (quartzo e feldspato) varia de grossa a média e a proporção de material grosso em relação à sua matriz é de 50%. Para os sedimentos da Formação Guabirotuba que sofreram uma ação mais intensa do intemperismo químico, ocorrem tons avermelhados e amarelos, que são observados nas argilas. De acordo com Felipe (2011), nas condições em que as argilas são encontradas na natureza, recobertas por solo residual ou transportado (caulinítico estável), as argilas não apresentam nenhuma instabilidade porque estão hidratadas.

Porém, quando ocorre a retirada dos horizontes superficiais do solo, seja em função da abertura de uma estrada, para divisão de área com função de loteamento ou até mesmo a extração para servir de material de empréstimo, a exposição da argila acarretará em perda de água para a atmosfera provocando a sua retração o que lhe confere uma característica denominada de empastilhamento onde trincas características irão aparecer. Quando ocorre um evento de precipitação, as argilas tendem a se reidratar e com isso ocorre sua expansão e desagregação (Figura 9).

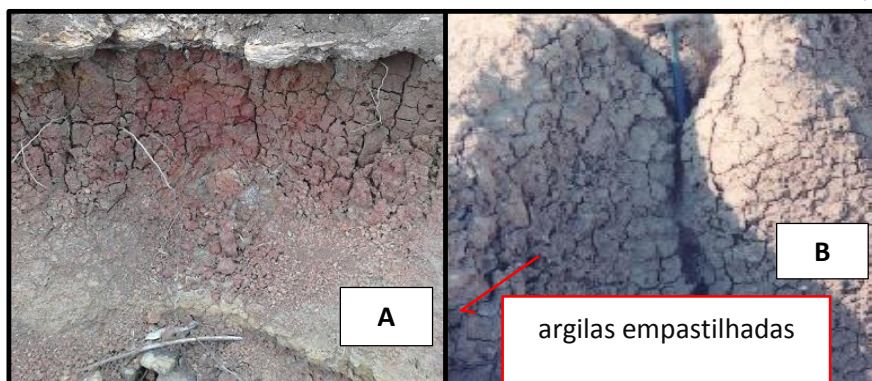


FIGURA 9 – Horizontes (C), ressecamento e trincas de argilas da Formação Guabirotuba. Fonte: Foto B – Mineropar (2011); A - Foto do autor - Centro Politécnico (2013).

3.2.4 Solos

A Formação Guabirotuba é a base geológica sobre a qual se desenvolveram as principais classes de solos encontrados na bacia experimental, (Figura10):

Classe dos Cambissolos: os solos desta classe são, muitas vezes, referidos em literatura como solos “embriônicos” possuindo horizontes com menor grau de evolução pedogenética, quando comparados a solos mais desenvolvidos (LEPSCH 2007). São encontrados sob as mais diversas condições de clima, relevo e vegetação. São solos minerais que apresentam horizontes superficiais (A, O ou H), os quais ocorrem diretamente sobre horizontes sub superficiais designados pela FAO/UNESCO (1981) como horizonte “B câmbico” (cambiar, trocar) conhecidos no Brasil como horizonte “B incipiente” (pouco desenvolvido). De acordo com a literatura estes horizontes ainda estão em processo de intemperização, (ainda se desenvolvendo) a ponto de se tornar, após muito tempo, em um horizonte característico de solo bem desenvolvido (LEPSCH, 2007).

Os cambissolos podem ocupar grandes extensões de várzeas sob mata ciliares. Nestes locais se desenvolvem a partir de sedimentos aluviais mais antigos em condições de boa drenagem até drenagem imperfeita o que permite o desenvolvimento do horizonte “B incipiente” (KLINGER e JACOMINE, 2009). As cores normalmente apresentadas pelos cambissolos apresentam matizes variando de 10 YR até 6 YR. (bruno, bruno-amarelado, bruno-amarelado-escuro, bruno-avermelhado e bruno-avermelhado-escuro). A respeito de sua granulometria, devido à própria natureza do material que lhes dá origem, podem apresentar grande variação textural podendo ser textura média, siltosa, arenosa, argilosa a muito argilosa. Em razão da granulometria, podem apresentar grande variação de estrutura e consistência.

Gleissolos: esta classe agrupa solos minerais hidromórficos que podem se mal a muito mal drenados. O horizonte diagnóstico característico de ambiente de gleização é encontrado a uma profundidade no de 0,50 m ou logo abaixo dos horizontes A ou H, no perfil do solo. Os gleissolos encontrados nas áreas mais baixas, onde o hidromorfismo é mais acentuado, podem apresentar um horizonte orgânico H sobreposto ao horizonte glei. Nos locais onde o hidromorfismo é menor, o horizonte superficial recebe o nome de húmico, assim chamado por ser um horizonte mineral de cor escura com elevado teor de matéria orgânica. Os solos desta classe podem

apresentar, também, horizonte superficial A moderado. A coloração acinzentada provém da presença do elemento ferro que se encontra na forma reduzida. Pode apresentar textura muito argilosa, argilosa e até média, onde, as argilas de baixa atividade, conferem a eles uma baixa capacidade de troca de cátions. Os gleissolos compõem um ecossistema bastante frágil com elevado risco de degradação quando submetidos a sistemas de produção agrícola. (KLINGER e JACOMINE, 2009).

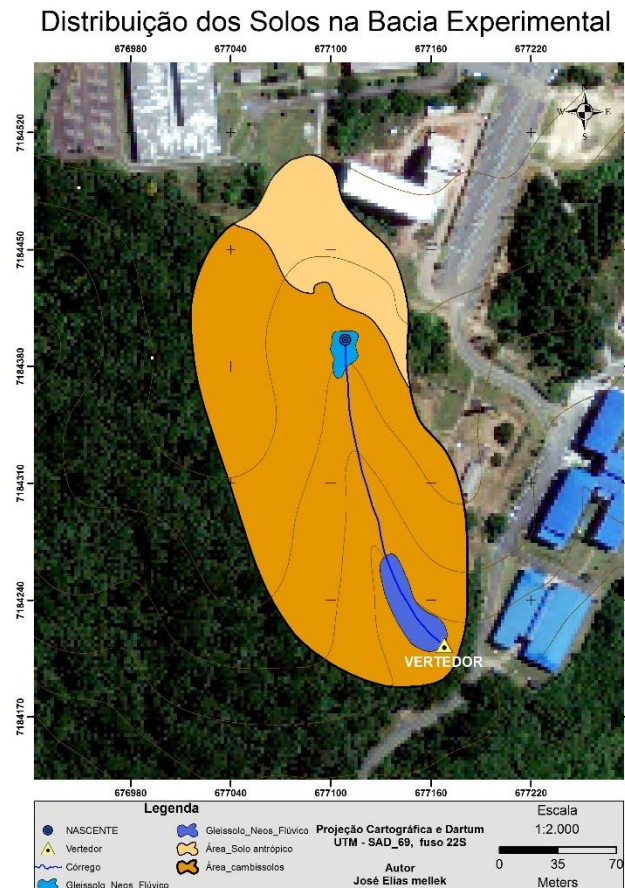


Figura 10. Distribuição dos solos da bacia experimental.
Fonte: autor (2014).

Classe dos Neossolos Flúvicos: representa solos pouco desenvolvidos mais relacionados a matas de galerias menos úmidas. Os solos desta classe apresentam apenas horizonte A sobre camadas estratificadas sem relação pedogenética entre si. Podem ser profundos com drenagem moderada a imperfeita. Apresentam textura muito variada em função da natureza dos materiais fluviais depositados. Devido à sua origem são solos que tem uma grande variação de granulometria, estrutura, consistência e propriedades químicas. Podem apresentar camadas argilosas, arenosas e textura média em um mesmo perfil. São observados ao longo dos cursos de água, principalmente naqueles que tem maior volume. (LEPSCH, 2007; KLINGER e JACOMINE, 2009).

Solos Antrópicos: de acordo com Cúrcio *et al.*(2004), estes solos são formados por várias ou apenas uma camada de material antrópico que pode ser de origem orgânica ou inorgânica com 40 cm, ou mais, de espessura. O material que compõem os solos antrópicos ocorre em diferentes proporções, sendo formado exclusivamente pela intervenção humana de maneira sobrejacente a qualquer horizonte pedogenético, ou saprólito de rocha ou rocha não intemperizada. Em geral apresentam pequeno grau de evolução. A drenagem destes solos é bastante diversa e está relacionada à natureza e quantidade dos materiais constitutivos, do ambiente de deposição e da técnica de estruturação para a formação do volume destes solos.

3.2.5. Vegetação

A vegetação que ocupa os solos da bacia experimental é composta por um remanescente de Floresta Ombrófila Mista. De acordo com Veloso *et al.* (1991), Floresta Ombrófila Mista (floresta com araucária), ocorre de maneira contínua nos três estados ao sul do país. A Floresta Ombrófila Mista pode ser separada em floresta de ambiente montano e de ambiente aluvial. A vegetação que ocorre no primeiro ambiente, (Montano) é encontrada, no Estado, em uma altitude a partir de 1200 m em relação ao nível do mar. Já a Floresta Ombrófila Mista de Ambiente Fluvial, representa as florestas ripárias que são normalmente denominadas de florestas ciliares ou de galeria cujo desenvolvimento se dá às margens dos rios. Este tipo de formação florestal apresenta diferentes graus de desenvolvimento ocorrendo desde comunidades limitadas pelo grau de hidromorfia dos solos, como neossolos flúvicos e gleissolos, até a ocorrência de associações mais complexas onde a espécie Araucária Angustifolia ocorre com grande expressividade (RODERJAN, *et al.*, 2002).

A bacia experimental está dividida, de acordo com Machado *et al.* (2013), em três estratos de vegetação com a identificação de três tipologias locais: Floresta secundária Inicial, Floresta de Bordadura e Floresta Aluvial. Apesar de a área ser ocupada por um grande número de espécies, duas, em especial, aparecem com maior representatividade devido à alta densidade de indivíduos com pequenos diâmetros (o que caracteriza, segundo os autores, um ambiente típico de floresta secundária). A primeira espécie, é a *Araucária angustifolia* (Bertol.) Kuntze e a segunda *Casearia sylvestris* Sw., juntas apresentam valores de cobertura de 30,6 %

e 25,8 % respectivamente. O estrato de bordadura é caracterizado pela grande presença de espécies pioneiras em sua extensão. De acordo com Machado *et al.* (2013), esta faixa de vegetação conta com 2093 indivíduos. A espécie *Gochnatia polymorpha* (Less) Cabera, apresenta alta densidade na bordadura, com 98 indivíduos por hectare.

A Floresta Aluvial que ocorre na bacia experimental, é de acordo com IBGE (1992), caracterizada como aluvial por representarem trechos da Floresta Ombrófila Mista que ocorrem em terrenos de solos aluviais situados nos flúvios de Serra Costeira ou nos planaltos. Na bacia experimental, este estrato, foi observado, através de senso realizado por Machado *et al.* (2013) onde a espécie com maior frequência, na área, foi a *Schinu terebinthifolius* Radd com 55,5% da cobertura. Em seguida a segunda mais comumente encontrada foi a *Sebastiania commersoniana* (Baill) L. B. Sm.& Dowsn, com 27,7% de cobertura.

3.3 MONITORAMENTO DA PRECIPITAÇÃO

O monitoramento das precipitações ocorridas na bacia experimental, durante os anos de 2011 e 2012, foi executado através da utilização de uma rede de pluviômetros instalada próxima aos poços hídricos, colocados estrategicamente na bacia experimental. A bacia, foi delimitada em função de uma nascente que alimenta o curso de água principal, o qual conduz a água drenada até o seu exútorio. Neste local, monitorou-se o escoamento superficial, gerado na bacia, através da vazão medida em um vertedouro triangular. Para medir as precipitações (Pp), incidentes na área de estudo, foram instalados dois pluviômetros externos longe dos poços hídricos Estes dois pluviômetros são identificados na (Figura 11) como pluviômetros (PE₁) e. (PE₂).

Para registrar as alturas das lâminas de chuva precipitadas no interior da floresta, identificadas como precipitação interna (Pi), foram instalados mais cinco pluviômetros, georreferenciados e que estão identificados na (Figura 11) com as siglas (P5, P6, P7, P8 e P9), distribuídos nos terços superior, médio e inferior da área de estudo. Os pluviômetros de P1, P2, P3 e P4, não representaram adequadamente a precipitação interna e nem a externa, por isso seus volumes de precipitação não foram considerados. Já que os pluviômetros estão na mesma

coordenada geográfica que os poços hídricos, a identificação (P_n), observada no mapa é utilizada, tanto para identificar os pluviômetros, quanto para localizar os poços de monitoramento. A exceção fica para os pluviômetros externos (PE_1) e (PE_2), que não foram instalados sobre poços (Figura 11). A (Tabela 1), apresenta as coordenadas UTM de localização dos poços, pluviômetros e vertedouro.

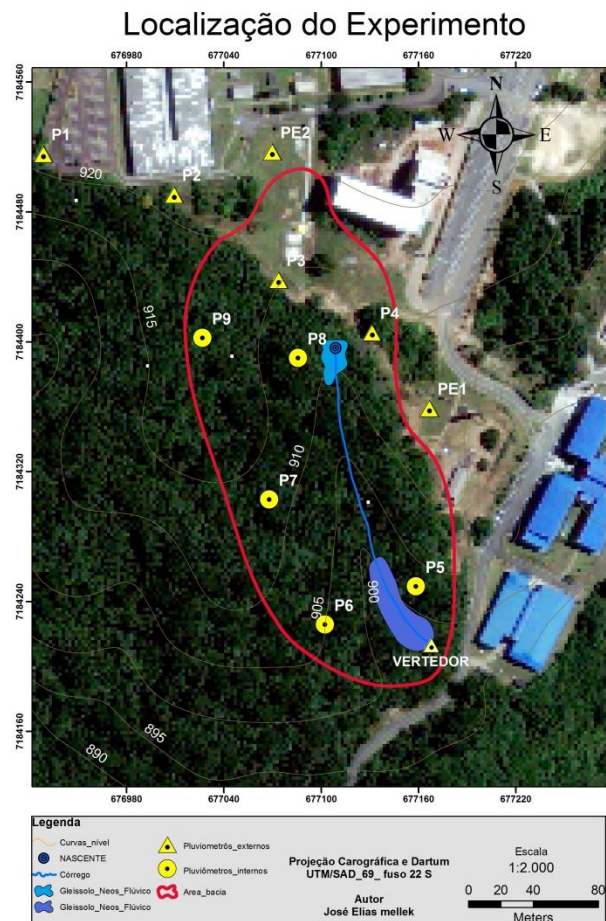


FIGURA 11. Localização dos pluviômetros, poços de monitoramento e vertedouro.
Fonte: autor (2014).

De acordo com Baumhardt (2010), existem várias possibilidades de se medir a precipitação em um ambiente natural. A maneira mais usual é através de pluviômetros e pluviógrafos. Os pluviômetros são recipientes, com formas e dimensões conhecidas, utilizados para realizar a coleta da chuva e são dotados de uma superfície de captação horizontal. No Brasil, em geral, os pluviômetros mais usados tem forma cilíndrica. Devem ser instalados de maneira a receber toda a precipitação incidente na área, (independente de sua direção), sem que ocorram obstruções aos aparelhos. Por isso, os obstáculos devem ficar afastados a uma distância de pelo menos duas vezes a altura de instalação do pluviômetro.

Tabela 1. Coordenadas geográficas dos poços, pluviômetros e vertedouro

Pluviômetro e Poços	Coordenadas em UTM		
	E(Leste)	N (Norte)	H(altitude)
P1	676928,1952	7184515,568	929,706
P2	677008,8876	7184490,431	927,995
P3	677073,2137	7184437,947	920,138
P4	677131,0432	7184405,535	918,799
P5	677158,2857	7184249,238	905,401
P6	677102,1912	7184225,715	908,737
P7	677067,8882	7184302,680	916,058
P8	677085,6610	7184390,003	916,520
P9	677026,6813	7184402,284	923,427
PE₁	677166,2616	7184197,236	896,815
PE₂	677069,4140	7184358,862	916,253
Vertedouro	677154,0540	7184516,780	929,705

Fonte: autor (2014).

É necessário evitar instalá-los em terrenos fortemente inclinados, principalmente em encostas voltadas para a direção predominante dos ventos. A borda do aro superior (abertura de recolhimento) deve estar nivelada a 1,50m do solo (FURTADO e KONIG 2008). Segundo esta orientações, os pluviômetros na bacia experimental foram fixados em colunas de concreto de 1,50 m de altura. Aqueles utilizados para medir a precipitação incidente (P_p), foram fixados em hastes de ferro a uma distância, entre eles e qualquer obstáculo, superior ao recomendado por (FURTADO e KONIG 2008).

Este espaço entre os pluviômetros e os obstáculos, conforme recomendam os autores, não foi considerada para os pluviômetros instalados dentro da floresta. Estes aparelhos serviram para captar a chuva que atingiu o piso florestal representando a precipitação interna (P_i). Portanto, os pluviômetros internos por estarem próximos de muitas árvores, não respeitaram nenhum padrão de distância entre eles e a vegetação local.

A metodologia elaborada para realizar o monitoramento dos fenômenos de precipitação, ocorridos na bacia experimental, utilizou o modelo de pluviômetro de formato cilíndrico conforme a (Figura 12). O monitoramento dos eventos de precipitação seguiu uma rotina diária de coleta da água da chuva, contudo, estas foram realizadas e quantificadas, somente, quando houve a ocorrência de chuva na bacia. A água do interior dos pluviômetros era captada diretamente em uma proveta de 2000 mL, com escala aferida em laboratório. Para cada mês de monitoramento, foi realizada uma média aritmética com os valores diários de chuva obtidos através

dos pluviômetros internos e externos. Com isso, se obteve a precipitação média diária, calculada para cada pluviômetro da bacia.



FIGURA 12. Pluviômetros utilizados no experimento.
Fonte: fotos do autor (2012)

Os valores médios de chuva, obtidos diariamente, em cada aparelho, foram somados obtendo-se a precipitação interna (P_i) acumulada mensalmente. Da mesma forma, foram somados os valores médios diários da precipitação coletada em cada pluviômetro externo (PE_1 e PE_2). Assim, foi possível obter o total

acumulado da precipitação incidente (P_p) para cada mês de monitoramento. As alturas das lâminas de chuva foram obtidas através da equação (1).

$$h = (V/S) \quad \text{Equação (1)}$$

V = Volume de chuva coletado na proveta (L)

S = Área da circunferência da abertura superior do pluviômetro (m^2).

Para a obtenção das alturas de chuva Interceptadas (I_t) pelas copas das árvores foi utilizada a equação 2.

$$I_t = P_p - P_i \quad \text{Equação (2)}$$

P_p = Precipitação média obtida pelos pluviômetros PE_1 e PE_2 (mm).

P_i = Precipitação média obtida pelos pluviômetros de P5, P6, P7, P8 e P9 (mm)

Os valores de chuva acumulada em cada mês foram comparados, através do Coeficiente de Correlação de Pearson, aos valores mensais de precipitação acumulada obtida pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) (localizado no Centro Politécnico da UFPR) como forma de averiguar a consistência dos dados e a eficácia do método de coleta da chuva.

3.4 ENSAIOS DE INFILTRAÇÃO

Para a avaliação da infiltração de água no solo foi utilizado o método de duplo anel ou dos anéis concêntricos (EMBRAPA, 1978) (Figura 13). As áreas onde os testes de infiltração foram realizados correspondem aos terços superior, médio e inferior onde há o predomínio de cambissolos. Nas áreas de ambiente hidromórfico denominadas de Áreas Variáveis de Afluência (AVA's), os testes foram realizados sobre associações de classes de solos formadas por gleissosos e neossolos flúvicos.

O critério, para escolher o local de colocação dos anéis no solo, foi a inexistência de impedimentos sub superficiais como presença de raízes e afloramento de aquífero ou horizonte C. Os testes de infiltração foram realizados no perímetro dos poços: P5, P6, P7, P8 e P9. Em cada um, a velocidade de infiltração foi medida cinco vezes em locais diferentes próximos aos poços. Também, nas AVA's, foram realizados mais cinco testes de infiltração distribuídos aleatoriamente

de acordo com o procedimento para se determinar a velocidade de infiltração de água no solo, baseando-se em Cauduro e Dorfman (1986).



FIGURA 13. Ensaio de infiltração com anéis concêntricos
Fonte: foto do autor (2011).

Uma lâmina de água de 5 cm foi mantida no anel interno através de suprimento manual de água. No anel interno foi acoplada uma escala graduada que permitiu as leituras de infiltração da água no solo ao longo do tempo. Uma lâmina de água de 5 cm, também foi mantida, constante, no anel externo, regulada através de reabastecimento de água realizado por mangueira.

O tempo total de cada teste foi de 120 minutos, com leituras aos 5, 10, 15, 20,30, 45, 60, 75, 90, 105 e 120 minutos. Foi considerada como velocidade final de infiltração o valor obtido da última leitura de lâmina de água infiltrada em cada repetição do teste. Um exemplo da planilha de cálculo utilizada para se determinar a velocidade de infiltração é observado no (Anexo3).

Ao todo foram realizados 30 testes de infiltração distribuídos nas áreas de cambissolos e gleissolos com associações. As taxas velocidade de infiltração, obtidas em campo, foram estimadas pelos modelos matemáticos de Kostiakov (1932), Horton (1940), e Kostiakov-Lewis (1945) e Philip (1957), que foram utilizados

para descrever e avaliar a evolução do volume de água infiltrado em função do tempo conforme (TEIXEIRA *et al.*, 2010). Equações (3), (4), (5), (6).

Modelo de Hoton (1940)

$$V = V_f + (V_i - V_f) \cdot e^{-K \cdot t} \quad \text{Equação (3)}$$

V = Velocidade de infiltração (mm.h⁻¹).

V_i = Velocidade de infiltração no início do processo (mm.h⁻¹).

V_f = Velocidade de infiltração ao final do processo (mm.h⁻¹).

K = Parâmetro obtido através dos valores de infiltração obtidos em campo.

t = Tempo (s).

Modelo de Kostiaikov – Lewis, (1945):

$$V = K \cdot n \cdot t^{n-1} + VIB \quad \text{Equação (4)}$$

V = Velocidade de infiltração (mm.h⁻¹)

VIB = Velocidade de infiltração básica (mm.h⁻¹).

K e n = Parâmetros obtidos pela ferramenta Solver do Excel.

t = tempo (s)

Modelo de Kostiaikov, (1932):

$$V = K \cdot t^n \quad \text{Equação (5)}$$

V = Velocidade de infiltração (mm.h⁻¹).

n = Parâmetros obtidos pela ferramenta Solver do Excel.

t = tempo. (s).

Modelo de Philip, (1957):

$$V = a \cdot t \cdot S^{1/2} \quad \text{Equação (6)}$$

V = Velocidade de infiltração (mm.h⁻¹).

a = parâmetro obtido pela ferramenta Solver do Excel.

S = Parâmetro obtido pela ferramenta Solver do Excel.

t = tempo (s).

3.5 INSTALAÇÕES DOS POÇOS DE MEDIÇÃO DO NÍVEL FREÁTICO

Em Mello (2004), é relatado que para ser possível monitorar a oscilação de profundidade em que se encontra o nível de um aquífero freático ao longo de determinado período, podem ser instalados poços de monitoramento ao longo da área de interesse. Na bacia experimental, os poços foram construídos de acordo com a NBR/13895/97 como mostra a (Figura 14).

De acordo com Cruciani (1987), a densidade de pontos necessários para a observação do nível freático deve ser tal, que permita a realização de um levantamento adequado, possibilitando a obtenção de informações sem custos excessivos. Na área da bacia experimental foram instalados nove poços de monitoramento com profundidade de 10 m. A distribuição dos poços foi a mesma designada para a implantação dos pluviômetros, pois estes foram fixados nas hastes de concreto acopladas nas lajes de proteção em cada poço de monitoramento. Por esta razão, os poços e os pluviômetros estão na mesma coordenada geográfica conforme consta na (tabela 1).

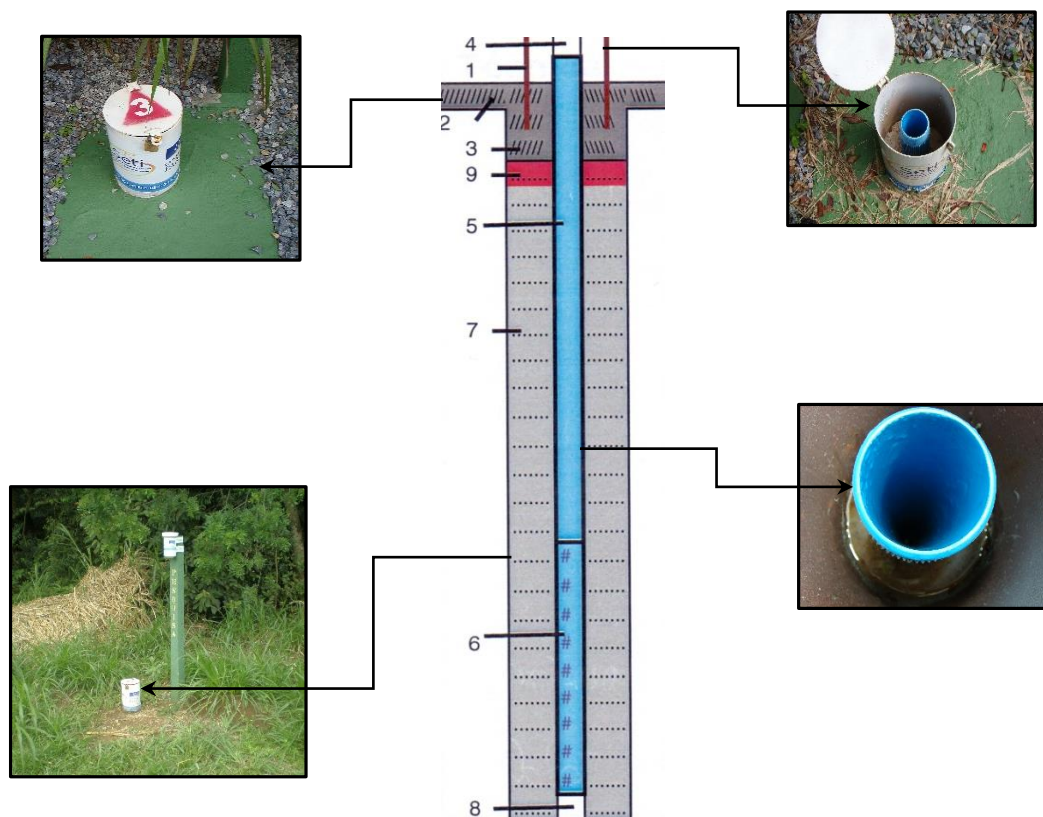


FIGURA 14. Croqui dos poços hídricos instalados na bacia experimental
Fonte: autor (2014).

- | | | | |
|---|-------------------------------------|---|---|
| 1 | Tubo de ferro galvanizado (FG Ø 6") | 6 | Filtro de PVC ranhura Ø2" de 6 a 10 m. |
| 2 | Laje de proteção 0,50 x 0,50 m | 7 | Pré filtro, grânulos de 2 -3 mm, 1 -10 m. |
| 3 | Cimentação do espaço anular 1,00 m | 8 | Cap inferior (tampa com rosca) |
| 4 | Cap superior (tampa de rosca) | 9 | Camada de compactolit. |
| 5 | Tubo de PVC ranhurado Ø2" de 0-6 m | | |

Cruciani (1987) relata que existem alguns métodos empregados para a realização da medição do nível da água em poços de monitoramento. Um dos mais precisos, e que foi utilizado neste trabalho, utiliza um medidor sonoro de nível que funciona através do fechamento de um circuito elétrico provido de uma bateria (Figura 15).



FIGURA 15. Medidor de nível freático com sensor sonoro.

Fonte: foto do autor (2011).

Quando a extremidade do sensor de umidade toca a água, é emitido um sinal sonoro, momento em que é feita a leitura da escala existente no cabo do aparelho, indicando a profundidade em que está o nível da água subterrânea dentro do poço de monitoramento. A rotina de medição do nível freático da bacia foi a mesma empregada para a coleta das chuvas, ou seja, eram medidos sempre que houvesse algum evento pluviométrico. A obtenção do nível médio de cada mês foi realizada através da média aritmética dos níveis medidos.

3.6 ATRIBUTOS FÍSICOS DE SOLOS

Nos poços P9, P7 e P6, foi realizada a descrição de características intrínsecas (como morfologia, características física e de drenagem) e extrínsecas (como declividade e altitude) para cada perfil de solo. Amostras foram coletadas, nos três perfis localizados, respectivamente, no terço superior, médio e inferior da bacia. As trincheiras, para exposição do perfil, foram abertas próximas a cada poço em local onde se realizou a primeira repetição do teste de infiltração (Figura 16).

Com as informações das características obtidas nos perfis, (existentes em cada trincheira medindo 1,30 x 1,30 m x 1,80 m) houve a identificação das classes de solo e a separação da espessura dos horizontes. Para o levantamento destas informações, obtidas em campo, foi utilizado Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 1999). Dois tipos de amostras foram coletados na parede de cada perfil de solo. O primeiro, (em anel volumétrico com 5,6 cm de diâmetro e 3,1 cm de altura), foram as indeformadas, sendo três amostras por horizonte. Os anéis foram introduzidos verticalmente até o centro da camada de solo desejada e retirados com auxílio de espátulas (Figura 17). As amostras foram retiradas em triplicata e um total de 54 amostras, indeformadas, em anel volumétrico forma,

cuidadosamente, embaladas em micro filme de polietileno evitando sua desagregação durante o transporte até o Laboratório de Hidrologia e Qualidade de Água da UFPR.

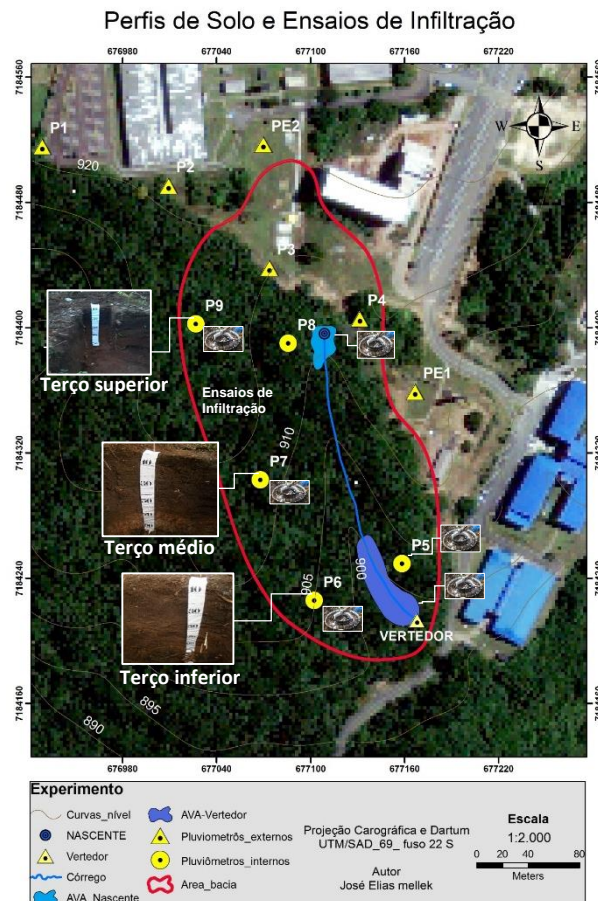


Figura 16. Perfis de solo e locais dos ensaios de infiltração.
Fonte: do autor (2013).

As amostras em anel volumétrico passaram por uma etapa onde foi retirado o excesso de solo das bordas dos anéis, processo conhecido como toalete de amostras. Em seguida foram saturadas com água por um período de 12 h, após, foram colocadas em mesa de tensão e submetidas a uma pressão de 60 cm de coluna d'água.



FIGURA 17. Perfil cultural e amostras de solo coletadas em anéis.
Fonte: fotos do autor (2013).

Este procedimento serviu para a retirada de umidade fracamente adsorvida das amostras, conforme a metodologia do Manual de Métodos de Análise de Solo (EMBRAPA, 1997). As amostras em anel foram utilizadas para se obter a densidade, porosidade e a umidade do solo (Figura 18). Nas áreas de solo hidromórfico e antrópico, as amostras foram coletadas com trado holandês nas profundidades: 0-20, 20-40 e 40-60 cm. A determinação da textura foi realizada no Laboratório de Física de Solo do Curso de Agronomia da UFPR, seguindo a metodologia utilizada em (EMBRAPA, 1997).



Figura 18. Mesas de tensão para determinação de umidade nas amostras indeformadas.

Todas as amostras, em anéis, após 24 horas na mesa de tensão, foram pesadas e transferidos para uma estufa a 105°C. Após 24 h em estufa, foram colocadas em dessecador e pesadas novamente para determinar o peso do solo seco. Posteriormente efetuaram-se as seguintes determinações:

a) Microporosidade

$$\text{Microporosidade} = (a - b) \div c$$

Equação (7)

a = peso amostra após uma tensão de 60 cm de coluna de água.

b = peso da amostra seca a 105°C (g).

c = volume do cilindro.

b) Macroporoisdade

$$\text{Macroporosidade} = \text{Porosidade total} - \text{micro porosidade}$$

Equação (8)

c) Porosidade Total

$$\text{Porosidade total} = 100 (a - b) \div a$$

Equação (9)

a = densidade real;
b = densidade aparente.

d) Densidade de Partículas

O método consiste na determinação do volume de álcool necessário para completar a capacidade de um balão volumétrico, contendo solo seco em estufa.

Pesou-se 20g de solo, em placa de petri de peso conhecido. O conjunto foi levado à estufa por 12 horas, após dessecação este foi pesado a fim de se obter o peso da amostra seca a 105 °C.

A amostra de solo foi transferida para um balão volumétrico aferido de 50ml. Adicionou-se álcool etílico, por pipetamento agitando o balão para eliminar as bolhas de ar que se formaram. Prosseguiu-se com a operação, vagarosamente, até a ausência de bolhas e completar o volume do balão com o álcool. Anotou-se o volume de álcool etílico gasto.

$$\text{Densidade de partículas (g /cm}^3\text{)} = a \div 50 - b$$

Equação 10

a = peso da amostra seca a 105°C
b = volume de álcool gasto

f) Densidade Aparente ou Global

As amostras indeformadas que foram retiradas da mesa de tensão, foram pesadas e colocadas em estufa a 105 °C. Após dessecação foram pesadas e com a medida do volume do anel (obtido com paquímetro) foi determinada a densidade:

$$\text{Densidade aparente (g /cm}^3\text{)} = a \div b$$

Equação 11

a = peso da amostra seca a 105°C
b = volume do anel ou cilindro (cm³)

g) Granulometria (textura)

Utilizou-se 50g de solo em recipiente de 250 ml. Adicionou-se 100 ml de água, agitando com bastão de vidro onde foi adicionado 25 ml de hidróxido de sódio e agitadas. Amostras ficaram em repouso durante uma noite Após foram transferidas para um erlenmeyer de polietileno e colocadas na mesa agitadora por uma noite (Figura 19). Após agitação as amostras foram passadas em peneira de malha 0,053mm e lavadas, o conteúdo da lavagem foi coletado em provetas que foram

completadas com água de torneira até 1.000ml. Cada proveta recebeu agitação por 20 segundos. Após foi sifonado uma alíquota para provetas de 250 ml e após 90 minutos para que ocorresse a sedimentação, se efetuou a leitura do densímetro. Paralelamente, foi feita uma prova em branco (somente água nas provetas) e realizada a leitura do densímetro, EMBRAPA, (1997).

A areia retida na peneira de 0,053 mm foi lavada com jato de água, transferida a fração areia para placas de petri e levadas para estufa a 105° C. Após foi passada essa fração para peneira de 13cm de diâmetro e malha de 0,2mm para separar areia grossa da areia fina. Conhecendo-se o valor de densidade de areia, o silte foi obtido por diferença.

Teor de argila = (leitura densímetro + leitura da prova em branco)

Teor de areia fina = areia fina que passou na peneira - malha 0,2mm (g)

Teor de areia grossa = o que ficou retido na malha de 0,2 mm (g)

Teor de areia Total = areia fina (g) + areia grossa (g)

Teor de silte = 1000 - teor argila (g) + areia fina (g) + areia grossa (g)



Figura 19 - Determinação da textura pelo método do densímetro

Fonte: fotos do autor (2013).

3.7 MEDIÇÕES DO DEFLÚVIO

Para a medição do escoamento superficial gerado na bacia experimental, foi utilizado um vertedouro do tipo triangular ou de 90°, também relatado na literatura técnico com Vertedouro de Thompson (Figura 20). De acordo com Albuquerque (2010), os vertedouros do tipo triangular, são recomendados para medir pequenas vazões, pois permitem maior precisão na leitura da altura (h) que representa a

lâmina de água no interior do mesmo. O vertedouro está localizado no exutório da bacia na área onde predominam solos hidromórficos, referida no trabalho como Área Variável de Afluência. De acordo com Luz (2011), a metodologia utilizada para o monitoramento das vazões em vertedores consiste basicamente em se determinar a carga hidráulica que passa pela estrutura, ou seja, é mensurado o nível da água (h) que está vertendo através do vertedouro. Para se determinar a vazão, que representou o escoamento superficial gerado na bacia, foi utilizada a equação de Thompson, calibrada de acordo com a metodologia utilizada por (HORN, 2012; PORTO *et al.*, 2001).

De acordo com os autores, para a utilização desta equação é necessário realizar sua calibração através de medições de vazões realizadas no vertedor através da utilização do método volumétrico.



Figura 20 – Vertedouro triangular de Thompson.
Fonte: foto do autor (2011).

O método consiste em cronometrar o tempo gasto para que seja preenchido um recipiente de volume conhecido. Para a calibração da equação do vertedouro triangular da bacia experimental, foi utilizado um balde com escala graduada de vinte litros. Esse procedimento foi fundamental para se conhecer a vazão da água que passou pelo vertedor no momento da realização do teste. Para que as vazões estimadas pela equação de Thompson fossem representativas das vazões reais ocorridas na bacia, o teste de calibração foi realizado todas as vezes que ocorreram eventos de precipitação na bacia e sempre antes de serem efetuadas as leituras das lâminas de chuva captadas através dos pluviômetros.

Para aumentar a precisão dos valores coletados, em cada medição da vazão, pelo método volumétrico, o procedimento foi repetido cinco vezes sendo efetuado uma média aritmética para se obter uma vazão representativa de cada evento de chuva. No ato da medição de cada vazão, com o auxílio de uma escala gráfica, foi medida a altura (h) da lâmina de água no vértice do vertedouro triangular (Figura 21). Estas alturas foram aplicadas na equação do vertedouro ou de Thompson (equação 12), para que através dela, fossem obtidas as vazões estimadas.

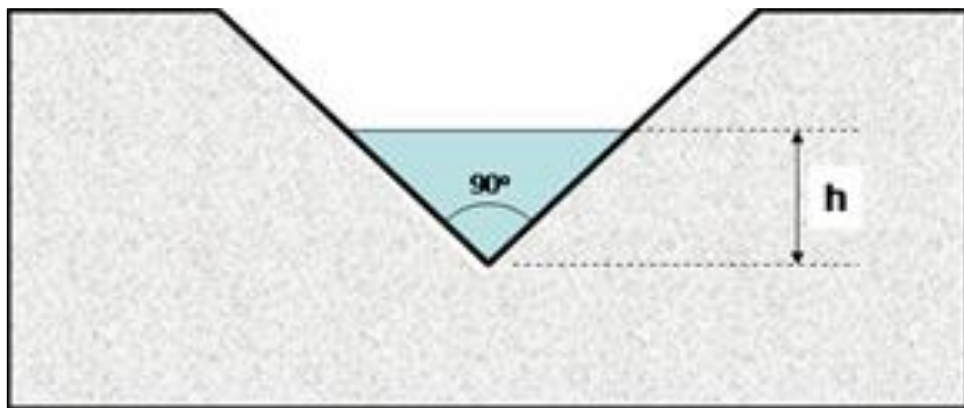


Figura 21. Determinação da altura da carga hidráulica (h), no vertedouro.
Fonte: (COLLINSHCOON e TASSI, 2008).

$$Q = 1,38 \cdot (h)^{5/2}$$

Equação (12)

Onde:

Q = vazão calculada em $m^3 \cdot s^{-1}$

h = altura da lâmina de água medida no vértice do vertedor (m).

Os valores das vazões obtidas pela equação foram plotados em gráficos juntamente com os valores das vazões medidas no vertedouro. Este procedimento serviu para averiguar a precisão da equação de Thompson em estimar valores de vazões para a área de estudo. A vazão calculada por esta equação, utilizou somente os valores da altura ou cota (h), os quais são correspondentes à carga hidráulica existente no vertedouro, na ocasião da medição da vazão volumétrica. (Gráficos apresentados nas pgs. 107 e 109).

3.8 MÉTODO DA CURVA NÚMERO

Por ser um método sintético é utilizado para transformar dados de precipitação em dados de vazão, principalmente em locais onde esta variável hidrológica não é monitorada (TASSI, et al., 2006). A equação, que estima o escoamento superficial da água, utilizada no método foi desenvolvida por Victor

Mockus por volta de 1947. Foi criada, através de dados de bacias experimentais com vários tipos de solo, uso e ocupação e técnicas de plantio. Inicialmente o método era somente para ser empregado em pequenas bacias rurais, porém, mais tarde, foi adaptado para bacias urbanas.

O método utiliza dados reais de chuva para calcular valores estimados de precipitação efetiva (P_e). A aplicação do Curva Número, na bacia experimental, ocorreu através da utilização dos dados de precipitação incidente na bacia (P_p) registrados durante 2011 e 2012. A (P_p) também é citada em outros trabalhos científicos como precipitação acima das copas. Os registros desta variável, foram fundamentais para que o método da Curva Número estimasse valores de precipitação, que efetivamente pudessem causar escoamento superficial na área da bacia experimental.

A importância em se estimar valores de (P_e) ocorre porque os incrementos nas vazões dos rios, em uma bacia hidrográfica, são produzidos pelos aumentos de precipitação efetiva (P_e), a qual corresponde à parcela da chuva responsável pelo escoamento direto (Q_d) representado em hidrogramas de vazão. Na prática, a determinação da precipitação efetiva em uma bacia consiste em somar os valores de chuva que representam a precipitação interna (P_i), (quantidade de chuva que atinge o piso florestal) aos valores de chuva que escoam através dos troncos das árvores. Nesta pesquisa, não foi medida a precipitação que escoou através dos troncos, portanto, a (P_e) registrada na bacia foi representada somente pelos valores de precipitação interna (P_i). Para se calcular a precipitação efetiva utilizando o método do NRCS, foi necessário determinar, primeiro, os valores do parâmetro curva número para a área estudo (valores de CN). Sabe-se que a precipitação efetiva em uma bacia hidrográfica, é influenciada pelo uso e cobertura do solo.

Assim, para o método do NRCS, o parâmetro que caracteriza o uso e cobertura do solo é o, próprio, Curva Número (TASSI, *et al.*, 2006). Os valores de CN podem variar entre 0 e 100 e servem para avaliar as condições de uma bacia hidrográfica em função do seu uso e ocupação. Quanto mais próximo de 100 for o valor do CN, maior será a geração de escoamento superficial (P_e), para a área de interesse. Por exemplo, se uma área qualquer apresentasse um valor de CN=100, ela seria totalmente impermeável e teria 100% da precipitação efetiva convertida em

escoamento superficial, ou seja, 100% da chuva que atingisse o solo representaria a precipitação efetiva (Pe) que, efetivamente, escoaria sobre ele.

É importante ressaltar que, uma vez que os valores de CN são obtidos em função de características inerentes ao solo e do seu uso e ocupação, é possível obter valores de CN que não representem a realidade de uma determinada área ao se aplicar o método sem uma adaptação. Por isso, desejando realizar várias comparações entre os resultados, a obtenção dos valores de CN, nesta pesquisa, ocorreu em função da aplicação do método, com e sem a sua adaptação às reais condições hidrológicas dos solos da bacia experimental.

A primeira etapa para a obtenção dos valores de CN deu-se com o enquadramento dos solos da área aos respectivos grupos hidrológicos designados pelo método. De acordo com o Curva Número, os grupos hidrológicos podem ser A, B, C ou D segundo as características de textura, profundidade e capacidade de drenagem do solo (Figura 22) e (Tabela 2). Para possibilitar o enquadramento dos solos da área em seus respectivos grupos hidrológicos, foram realizados os testes de infiltração em campo e o estudo dos atributos físicos de solo, principalmente de areia, silte e argila.

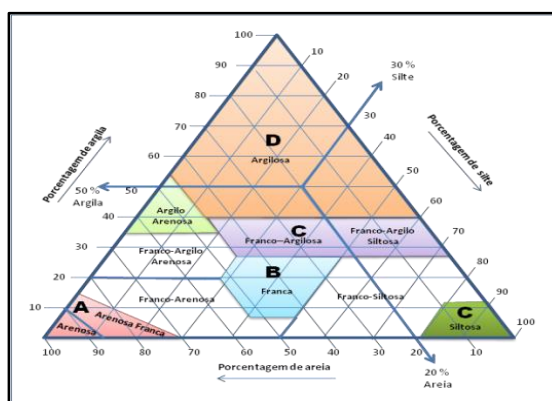


FIGURA 22 – Ábaco para enquadramento das classes de solo segundo método do NRCS. Fonte: Adaptado de Soil Survey Staff (2006).

A bacia experimental, possui três classes de solos de maior importância. A primeira que compreende a classe dos cambissolos é encontrada na maior parte da área. A segunda é representada pela classe dos gleissolos que ocorre, associada a neossolos flúvicos encontrados nas Áreas Variáveis de Afluência (AVA's) e a terceira composta por solo antrópico. De acordo com os resultados de textura, foi possível a plotagem dos valores percentuais de areia, silte e argila no triângulo textural do Ábaco para a determinação da classe de textura dos solos (Figura 22).

Os solos pertencentes à classe dos cambissolos, tem textura argilosa, porém, são bem drenados e não são rasos. Os gleissolos, incluindo aqueles associados a neossolos flúvicos, também apresentam textura argilosa, com baixa velocidade de infiltração em relação aos cambissolos, mas ainda assim, apresentam uma boa drenagem. Os antrópicos apresentam, não apresentaram drenagem.

Com estas características apresentadas pelas classes de solo ocorreu o procedimento de enquadramento de cada classe em um grupo hidrológico determinado pelo Curva Número. Porém, o grande entrave encontrado durante o enquadramento das classes aos grupos hidrológicos do método, ocorreu com os cambissolos. Segundo o método, os cambissolos não poderiam ser enquadrados no grupo hidrológico **A** e, nem, no **B** porque são argilosos e não arenosos. Restando, portanto, como opção, o grupo **C**, de acordo com o método (Tabela 2).

Tabela 2 – Agrupamento hidrológico dos solos segundo o Método de Curva Número(NRCS).

GRUPOS	CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DOS SOLO
Grupo A	Solos com alta capacidade de infiltração, arenosos, profundos e de drenagem boa a excessiva. Apresentado pouco silte e argila e alta taxa de transmissão de água. Possuem capacidade de infiltração (fc) de 7,6 – 11,4 mm/hora.
Grupo B	Solos arenosos menos profundos que os da classe A, com capacidade de infiltração moderada, consistindo de solos com profundidade moderada a alta, drenagem moderada a alta, textura moderadamente fina a moderadamente grosseira. Capacidade de infiltração (fc) de 3,8 – 7,6 mm/hora.
Grupo C	Solos com baixa capacidade de infiltração devido a presença de camadas impermeáveis em sub superfície ou pela presença de textura moderadamente fina a fina, com boa percentagem de argila. Tem capacidade de infiltração (fc) de 1,3 – 3,8 mm/hora.
Grupo D	Solos com capacidade de infiltração muito baixa, consistindo de solos argilosos, ou solos com lençol freático permanentemente superficial ou com camada de impedimento superficial ou solos rasos assentados sobre estrato impermeável. Capacidade de infiltração (fc) de 0 – 1,3. Solos contendo argila expansiva e pouco profundos.

Fonte: MOCKUS (1972).

Os solos hidromórficos da área, são argilosos, mas porque apresentam uma drenagem moderada, observada através dos resultados dos testes de infiltração, foram enquadrados ao grupo hidrológico **C**. Os antrópicos, por não apresentarem infiltração, ficaram, também, no grupo **C**.

É possível encontrar em literatura técnica sobre o tema Curva Número, exemplos de tabelas onde houve um enquadramento de várias classes de solos em grupos hidrológicos, segundo estudos realizados para determinadas regiões brasileiras. A (Tabela 3), traz o agrupamento hidrológico das classes de solos para o Estado do Paraná, publicada por (GOMES e FENDRICH, 1991).

Tabela 3 – Grupo hidrológico dos solos para o Estado do Paraná

SIGLA	CLASSE DE SOLO	GRUPO HIDROLÓGICO
P	Podzol	A
Ca	Cambissolos	C ou D
PV	Podzolicos vermelho/ amarelo - vermelho/ escuro	B
Ra	Solos litolicos	D ou E
LE	Latosso vermelho escuro	C
LR	Latossolo roxo	E
LB	Latossolo bruno	E
TR	Terra roxa estruturada	E
TB	Terra bruna estruturada	E
PE	Podzolico vermelho/ amarelo eutrofico	B
LV	Latossolo vermelho/ amarelo alio	C
AQ	Areias quartzosas	A
SM	Solo de mangue	D ou E
AR	Afloramento de rocha	B
HO	Solos organicos	D ou E
Ae	Solos aluviais	C ou D
HG	Solos hidromorficos	B ou C

Fonte: Gomes e Fendrich (1991)

Já, na (Tabela 4) é apresentado o agrupamento de classes de solos em grupos hidrológicos, de acordo com estudo realizado por (SARTORI,2004). É apresentado uma agrupamento hidrológico para perfis representativos dos grandes grupos hidrológicos do Estado de São Paulo. É importante observar que, tanto na tabela proposta pelo NRCS (Tabela 2) quanto nas tabelas definidas para os Estados do Paraná e de São Paulo, os cambissolos, estão incluídos em grupos hidrológicos de baixa drenagem **C ou D**.

Por essa razão, foram determinados dois valores de curva número (CN) para a bacia experimental. O primeiro, através do enquadramento dos cambissolos da área de estudo no grupo hidrológico **C**, de acordo a tabela de grupos hidrológicos de solo proposta pelo método (Tabela 2). O segundo, foi determinado pela necessidade de se realizar uma adaptação do Curva Número às reais condições físico-hídricas dos cambissolos da bacia experimental. Assim, os cambissolos foram enquadrados, também, no grupo hidrológico **A** da (Tabela 2). O ato de inserir os cambissolos no grupo **A** contraria a ideia do método, porque este enquadra a classe dos cambissolos no grupo **C**, principalmente, por serem argilosos. Porém, porque os cambissolos da bacia experimental apresentaram alta velocidade de infiltração, mesmo tendo alto percentual de argila e, porque na literatura técnico-científica há relatos sobre o efeito da estrutura do solo permitindo que solos argilosos possam ter condutividade hidráulica semelhante à de solos arenosos Mesquita e Moraes (2004),

optou-se pelo enquadramento desta classe de solos no melhor grupo de drenagem do método.

Tabela 4– Grupos hidrológicos de solos

GRUPO HIDROLÓGICO	CLASSES DE SOLOS
A	LATOSSOLO AMARELO Distrófico típico A moderado textura argilosa; LATOSSOLO VERMELHO Ácrico típico A moderado textura muito argilosa; LATOSSOLO VERMELHO Acriférico típico; LATOSSOLO VERMELHO AMARELO Distrófico A moderado textura argilosa; LATOSSOLO VERMELHO Distroférrico típico A moderado textura muito argilosa; LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico A moderado textura muito argilosa; LATOSSOLO VERMELHO Eutroférico A moderado textura muito argilosa
B	ARGISSOLO VERMELHO Eutrofico A moderado textura argilosa/muito argilosa; LATOSSOLO AMARELO Distrófico típico A proeminente textura media; LATOSSOLO VERMELHO AMARELO Distrófico (típico); NEOSSOLO QUARTZARENICO Órtico típico A fraco; NITOSSOLO HAPLICO Distrofico típico A moderado textura media / argilosa; NITOSSOLO HAPLICO Eutroférico chernossólico; NITOSSOLO VERMELHO Distrófico latossólico A; moderado textura argilosa/muito argilosa; NITOSSOLO VERMELHO Eutroférico típico A moderado textura muito argilosa
C	ARGISSOLO VERMELHO Eutrofico típico A moderado textura media;/ ARGISSOLO AMARELO Distrofico arênico A moderado, textura arenosa/media; ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico A moderado textura media/argilosa; CAMBISSOLO HAPLICO Tb Distrófico latossolico; CAMBISSOLO HAPLICO Tb Estrófico típico A moderado textura media; CAMBISSOLO HUMICO Distrófico latossólico; ESPODOSSOLO FERROCARBICO Hidromorfo típico; NEOSSOLO FLUVICO
D	NEOSSOLO LITOLICO; ORGANOSSOLO; GLEISSOLO; CHERNOSSOLO; PLANOSSOLO; VERTISSOLO; ALISSOLO; LUVISSOLO; PLINTOSSOLO; SOLOS DE MANGUE; AFLORAMENTOS DE ROCHA; Demais CAMBISSOLOS que nao se enquadram no Grupo C; ARGISSOLO VERMELHO AMARELO e ARGISSOLO AMARELO, ambos pouco profundos e associados a mudanca textural abrupta.

Fonte: Sartori (2004).

Após realizado o enquadramento das classes de solos aos seus respectivos grupos hidrológicos, determinam-se os valores de CN para a bacia experimental. Até agora, pode ser observado que a obtenção dos valores de CN, dependem, principalmente, do grupo hidrológico ao qual o solo se enquadra e do seu uso e ocupação (SETZER e PORTO, 1979).

É importante salientar que os valores de CN, tabelados, foram definidos pelo NRCS em função de inúmeros estudos realizados em várias bacias hidrográficas dos Estados Unidos, considerando as condições de clima, tipo de solo, sua umidade antecedente e uso e ocupação, que são característicos daquele país. Portanto, para a utilização método em países como o Brasil, é importante que sejam realizados estudos com finalidade de adapta-lo à realidade brasileira para evitar erros na obtenção do parâmetro CN.

O método considera valores de CN para três níveis de umidade de solo (Tabela 5). Contudo, os valores tabelados são, apenas, para o nível NII, ou seja, para solos com condição de umidade normal. Os valores de CN referentes aos níveis de umidade, NI e NIII, precisam ser obtidos através das equações 13 e 14, fornecidas pelo método.

$$NI = (4,2 \times NII) \div (10 - 0,058 \times NII) \quad \text{Equação (13)}$$

$$NIII = (23 \times NII) \div (10 + 0,13 \times NII) \quad \text{Equação (14)}$$

TABELA 5 – Níveis de umidade de solo considerados pelo NRCS.

Níveis de umidade	Condições ou Níveis de Umidade no Solo
NI	Solo muito seco sem chegar ao Ponto de Murcha Permanente.
NII	Solo em situação normal de umidade, longe da Capacidade de Campo, mas também, longe do Ponto de Murcha Permanente. O valor do número de curva para esta condição de umidade é fornecido por tabelas de acordo com as características: padrão hidrológico do solo, seu uso e manejo, suas condições de superfície e umidade antecedente.
NIII	Solo saturado ou muito próximo da saturação ou da Capacidade de Campo.

Fonte: Rizzi (2014).

A (Tabela 6), relaciona os valores de CN ao uso e ocupação do solo e às condições de sua superfície, por isso, apresenta quatro colunas com os grupos hidrológicos A, B, C e D e seus respectivos valores de CN determinados pelo NRCS para solos norte-americanos na umidade normal (NII). Portanto, esta tabela foi utilizada para se determinar os quatro valores de CN para a bacia experimental. Foram consideradas, além dos grupos hidrológicos aos quais os solos da bacia foram enquadrados, as condições de conservação em que se encontrava a vegetação local.

Nesta tabela, é interessante observar, que os maiores valores de CN são encontrados para os solos pertencentes a grupos hidrológicos de drenagem imperfeita e com uso e ocupação onde as práticas conservacionistas são precárias. Deve-se lembrar que os cambissolos da bacia foram enquadrados em dois grupos hidrológicos, uma vez no grupo hidrológico **C**, e outra no grupo hidrológico **A**. O enquadramento dos cambissolos no grupo hidrológico **A** representou a adaptação do método de Curva Número às reais condições de drenagem, principalmente, dos cambissolos da bacia experimental.

A (Tabela 7), apresenta o resumo dos valores de CN obtidos para a bacia experimental através da (Tabela 6). Para os gleissolos, enquadrados no grupo

hidrológico **C**, considerando sua localização em Floresta Aluvial que apresentou dossel esparsos, o valor de curva número obtido foi CN=78. Para os antropossolos, por apresentarem superfície dura, compactada, e pertencerem ao grupo hidrológico **C**, o valor de CN foi 90.

Tabela 6 – Números de Curva hidrológica para o nível NII de umidade de solo em função do uso e ocupação do solo.

TABELA USO DO SOLO	SUPERFÍCIE DO SOLO	VALORES DE CN (PARA NII) GRUPOS HIDROLÓGICOS			
		A	B	C	D
Plantações Regulares	Com sulcos retilíneos	77	86	91	94
	Em fileiras retas	70	80	87	90
Plantações Regulares	Em curvas de nível	67	77	83	87
	Terraceado em nível	64	76	84	88
	Em fileiras retas	64	76	84	88
Plantações de Legumes ou cultivados	Em curva de nível	60	72	81	84
	Terraceado em nível	57	70	78	89
	Pobres	68	79	86	89
	Normais	49	69	79	94
	Boas	39	61	74	80
Pastagens	Pobres, em curvas de nível	47	67	81	88
	Normais, em curvas de nível	25	59	75	83
	Boas, em curvas de nível	6	35	70	79
Campos Permanentes	Normais	30	58	71	78
	Esparsos de baixa transpiração	45	66	77	83
	Normais de média transpiração	36	60	73	79
	Densos de alta transpiração	25	55	70	77
Chácaras e Estradas de Terra	Normais	56	75	86	91
	Mal conservadas	72	82	87	89
	Com superfícies duras	74	84	90	92
Florestas	Muito esparsas, baixa transpiração	56	75	86	91
	Esparsas	46	68	78	84
	Densas, alta transpiração	26	52	62	69
	Normais	36	60	70	76

Fonte: Tucci (1993).

Tabela 7 – Números de curva hidrológica para a bacia experimental para o nível NII de umidade de solo.

Uso e Ocupação do solo	Classe de solos	Nível de Umidade (NII)			
		Grupos hidrológicos pelo uso e ocupação do solo			
		A	B	C	D
Floresta (aluvial)	gleissolos	-	-	78	-
Floresta (ombrófila mista)	cambissolos	36	-	70	-
Área antrópica	antropossolo	-	-	90	-

Para os cambissolos, considerou-se a qualidade da vegetação como normal e quando enquadrados no grupo hidrológico **A**, o valor da curva foi CN=36. Porém, quando enquadrados ao grupo **C**, valor de CN foi 70. Como temos três tipologias de uso e ocupação da área foi necessário achar o número de curva médio para a bacia.

Neste caso, são dois números de curva médios, um considerando os cambissolos da bacia no grupo hidrológico **C** e outro considerando os cambissolos como pertencentes ao grupo hidrológico **A**. A determinação do CN médio foi dada pela equação 15.

$$N = \sum(N_i \times a_i) \div A$$

Equação(15)

N = número de curva médio.

N_i = número de curva determinado para a área de uso do solo "i" (tabela7).

a_i = tamanho da área com tipo de uso e ocupação do solo "i".

A = área total da bacia.

Após realizar a determinação dos números de curva médios da bacia calculam-se outros parâmetros de importância hidrológica que são necessários para calcular a precipitação efetiva (P_e) estimada pelo método:

a) Determinação da Capacidade Máxima de Saturação da Bacia (S).

O valor de (S), depende do tipo e da ocupação do solo. Por isso, representa a capacidade máxima que tem o complexo solo-vegetação em armazenar água em uma bacia (RIZZI, 2014). Esta variável foi calculada pela equação (16).

$$S = (25400/CN) - 254$$

Equação (16)

S = capacidade máxima de saturação da água na bacia.

CN = número de curva tabelado para NII, que pode ser calculado para NI e NIII aplicando seus respectivos valores de CN nessa mesma fórmula.

b) Cálculo do conteúdo de chuva para abstração ou perdas iniciais da bacia (P_o)

As perdas iniciais são bastante variáveis, e, geralmente, oscilam em relação ao tipo de solo e a cobertura vegetal. Foram determinadas a partir de um estudo realizado em pequenas bacias hidrográficas rurais nos E.U.A. como sendo o percentual de armazenamento potencial máximo do solo (S).

É a altura mínima de chuva necessária para que ocorra o escoamento superficial na bacia. Ao se analisar o comportamento da chuva através de um hidrograma, a (P_o) corresponde à abstração que ocorre antes do início da subida da curva da vazão no hidrograma, ou seja, representa a quantidade de água retida por interceptação, açudes superficiais, evaporação e infiltração antes de iniciar o escoamento superficial (Figura 5). Esta abstração foi determinada pelo NRCS como

sendo 1/5 (ou 20% da capacidade máxima do potencial de retenção S) (RIZZI, 2014). E é dada pela equação (17).

$$P_o = 0,2 * S$$

Equação (17)

P_o = quantidade de chuva necessária para que ocorra escoamento superficial na bacia.

S = capacidade máxima de retenção de água na bacia.

c) Cálculo do escoamento superficial ou precipitação efetiva (P_e)

Finalmente, determinados os parâmetros anteriores é possível realizar a estimativa da precipitação efetiva da bacia experimental utilizando os valores de precipitação total registrados.

A precipitação efetiva, consiste na parcela da precipitação incidente (P_p) que consegue ultrapassar o dossel florestal e efetivamente gerar escoamento na superfície do solo, o qual irá atingir o leito do rio na forma de Q_d (escoamento direto representado em um hidrograma de vazão). Portanto, significa a quantidade de chuva que sobra após ser satisfeita a abstração inicial causada pela vegetação e infiltração pelo solo. A estimativa da precipitação efetiva é dada pela equação (17).

$$P_e = (P_p - 0,2 * S)^2 \div (P_p + 0,8 * S)$$

Equação (18)

P_e = escoamento superficial estimado pelo método.

P_p = precipitação total medida na bacia experimental.

S = capacidade máxima de retenção de água na bacia.

É muito importante salientar que o método somente conseguirá estimar valores de (P_e) quando a chuva incidente na área de estudo for superior à capacidade de abstração da bacia. Ou seja, caso as chuvas sejam de baixa intensidade e de curta duração (chuvas fracas), o método poderá gerar valores nulos, ou seja, haverá precipitação efetiva (P_e) se (P_p > P_o). A precipitação efetiva (P_e) será igual a zero quando (P_p < P_o).

3.9 TRATAMENTO ESTATÍSTICO

Como a maioria dos resultados obtidos nesta pesquisa representam dados em série, optou-se pela comparação entre as variáveis medidas em campo e aquelas calculadas por modelos matemáticos como é o caso da velocidade de infiltração da água no solo. A mesma necessidade de comparação entre variáveis,

ocorreu com os eventos de precipitação pluviométrica medidos na bacia que foram comparados àqueles medidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

Ou ainda, quando se comparou a precipitação incidente (P_p) na área de estudo e a precipitação interna (P_i) ao dossel floresta. Bem como, quando se comparou os dados de vazão medidos e calculados. Portanto, para observar a, a relação de dependência entre as variáveis medidas e as calculadas, os resultados foram tratados estatisticamente pelo Teste de Correlação de Pearson e Análise de Regressão Linear.

De acordo com LIRA (2004), análise de correlação e a análise de regressão são métodos estatísticos amplamente utilizados para estudar o grau de relacionamento entre as variáveis. O valor do coeficiente (r) fornecido pela análise de correlação indica como duas variáveis variam conjuntamente. Mede a intensidade e a direção da relação linear ou não-linear entre elas. De acordo com o autor, esta modalidade estatística é um indicador que atende a necessidade de se estabelecer a existência ou não de uma relação entre grupos de variáveis, sem que para isso, seja necessário o ajuste de uma função matemática. A utilização do Coeficiente de Correlação Linear de Pearson (também chamado de covariância normalizada) é o mais conhecido e utilizado em muitas situações porque mede a relação linear entre duas variáveis.

A correlação entre duas variáveis X e Y é definida por:

$$\rho = \rho_{x,y} = \text{cov}(x, y) / \sigma_x \sigma_y$$

Equação (19)

Onde:

σ_x = ao desvio padrão de x ;

σ_y = ao desvio padrão de y ;

$\text{Cov}(x, y)$ = a covariância entre x e y .

A correlação designada por (ρ), são adimensionais e variam entre +1 e -1. No caso de $\rho = 0$, não existe correlação entre as duas variáveis. Quando $\rho > 0$, a correlação é positiva e uma variável aumenta quando a outra cresce. A correlação é negativa, $\rho < 0$, quando as variáveis variam em direções opostas. Quando duas variáveis, X e Y , são estatisticamente independentes, o coeficiente de correlação linear é igual a zero, $\rho = 0$. Entretanto a recíproca não é verdadeira, ou seja, se o coeficiente de correlação linear é igual a zero, $\rho = 0$, isso não significa que as variáveis são independentes. Trata-se de uma decorrência do fato de que o

coeficiente de correlação linear, ρ , é uma medida da dependência linear entre as variáveis X e Y, e, em algumas situações, X e Y podem apresentar dependência funcional não linear.

A análise de regressão, além de medir a associação entre uma variável resposta Y e um conjunto de variáveis independentes (X_1, X_2, \dots, X_p), também estima os parâmetros do comportamento sistemático entre as mesmas. Para a comparação entre as médias das velocidades de infiltração obtidas em campo, também, foi utilizada Análise de Variância e o teste de Tukey ao nível de 5% de significância.

De acordo com Costa Neto (1977), a Análise de Variância é um método suficientemente poderoso para poder identificar diferenças entre as médias populacionais devidas a várias causas atuando simultaneamente sobre os elementos da população. O teste de Tukey é baseado na amplitude total de dados, pode ser utilizado para comparar todo e qualquer contraste entre duas médias de tratamentos. O teste é exato e muito utilizado quando o número de repetições é o mesmo para todos os tratamentos.

O valores da diferença mínima significativa entre as médias (d.m.s) dada pelo teste de Tukey é fornecido pela equação 20

$$\text{d.m.s.} = q \cdot \text{Raiz quadrada (QMR/r)}$$

Equação (20).

Onde:

q = valor dado na tabela ao nível de significância estabelecido;

QMR = quadrado médio do resíduo da análise de variância;

r = número de repetições de cada um dos tratamentos.

De acordo com Vieira *et al.* (1989) o teste considera que duas médias são estatisticamente diferentes toda vez que o valor absoluto da diferença entre elas for igual ou maior que a d.m.s. Para análises de alguns dados, a dispersão dos elementos em relação à média foram avaliados pelo desvio padrão. Para a realização da tabulação dos resultados obtidos na pesquisa, foram utilizadas planilhas do Excel e os cálculos estatísticos foram realizados no Assistat e também, no Excel.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 MORFOLOGIA DA BACIA EXPERIMENTAL

Na (Tabela 8), são apresentadas algumas características físicas, relevantes, da área de estudo, onde esta pesquisa foi realizada. De acordo com Lima (2008) os elementos que compõem o meio físico de uma bacia hidrográfica, exercem influência sobre o comportamento hidrológico da mesma. Para o autor, características morfológicas como área, forma, topografia, geologia, solos, vegetação, entre outros, são elementos importantes para a compreensão das inter-relações existentes entre estes fatores e os processos hidrológicos que ocorrem em uma bacia hidrográfica.

Tabela 8 – Parâmetros físicos da bacia experimental

GEOMETRIA	
Área (ha)	3,487
Área (m ²)	34870,021
Área (km ²)	0,035
Fator de Forma (Kf)	0,3
Coeficiente de Compacidade	1,2
CARACTERÍSTICAS DA REDE DE DRENAGEM	
Comprimento do Canal (m)	243,213
Altitude mínima do canal (m)	898
Altitude máxima do canal (m)	916
Ordem da bacia experimental	1 ^a
Densidade de drenagem (Dd) (km/km ²)	0,143
Comprimento do maior eixo da bacia (m).	322,977
CARACTERÍSTICAS DO RELEVO	
Declividade média (%)	7
Altitude média (m)	908

O mesmo autor relata que a área de uma bacia hidrográfica deve ser definida em relação a um dado ponto ao longo do canal ou ao ponto de confluência da mesma (exutório). Na (Figura 23) observa-se o canal principal da bacia experimental, bem como, sua nascente e o exutório, os quais representam os pontos considerados para a delimitação da bacia. A área de drenagem inclui todas as cotas altimétricas situadas à montante do exutório e está inserida entre os divisores topográficos, delimitados de acordo com as curvas de nível, que separam bacia daquelas adjacentes.

O canal principal que drena a área representa um curso d'água de primeira ordem com 243,21 m de extensão (Tabela 8). A altitude local varia entre 916 m e

898 m, o canal parte de uma nascente, localizada ao norte da área, em ambiente de solo hidromórfico, conhecido como Área Variável de Afluência (HORTON, 1933).

Entre todos os parâmetros de drenagem, a ordem de um curso d'água, consiste de um método que possibilita enquadrá-lo em uma sequência numérica dentro da rede de drenagem. Assim, algumas características pertinentes aos rios, como a densidade de drenagem, podem ser conhecidas quando se determinam as ordens dos mesmos CHAVES (2002).

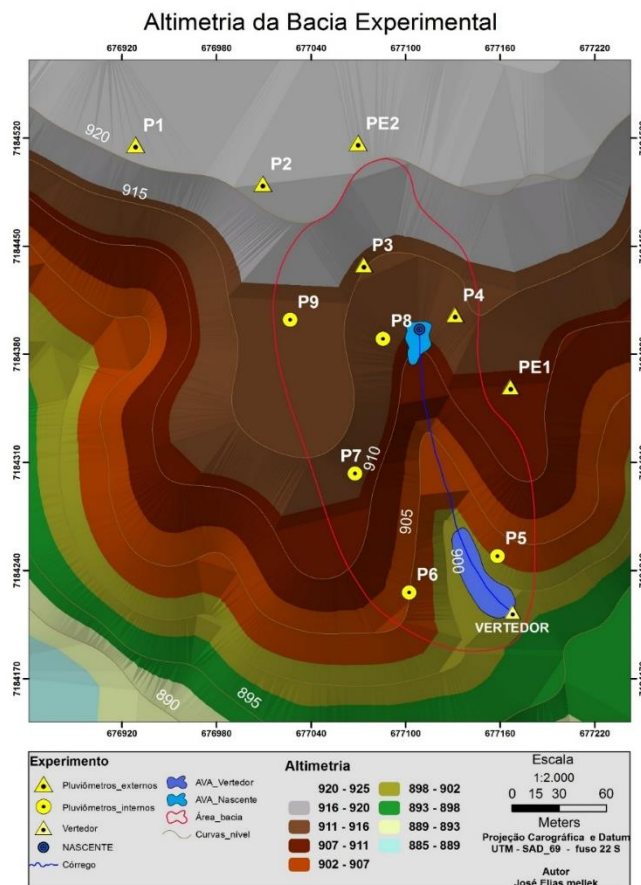


FIGURA 23. Altimetria da bacia experimental
Fonte: do autor (2014).

A ordem do curso d'água, que drena a bacia experimental, forneceu uma relevante informação do meio físico, ao indicar o grau de ramificações ou bifurcações existentes na mesma. Isto facilitou a interpretação da densidade de drenagem observada para o curso d'água da bacia. A densidade de drenagem é um fator do meio físico influenciado pela geologia, topografia, solo e vegetação. Certamente, tais fatores influenciaram tal grandeza que para a bacia experimental, é de 0,143 km/km², considerada baixa de acordo com (STRAHLER, 1957). Em Lima (2008) relata-se que a densidade de drenagem está relacionada ao tempo gasto

para a saída do deflúvio gerado em uma bacia hidrográfica e em geral, predomina na natureza a forma dendrítica de drenagem, a qual deriva da interação entre clima e geologia. A bacia experimental está inserida em um contexto geológico composto pela Formação Guabirota, que ocorre em vastas áreas do município de Curitiba e região metropolitana (FELIPE, 2011). O padrão de drenagem da bacia reflete a estrutura geológica da região pertinente à área de estudo, por isso, a bacia segue o mesmo padrão dendrítico do rio Belém, e este, por representar um rio de ordem superior, recebe toda a água drenada da área de estudo.

Outro, importante, parâmetro do meio físico que influencia o escoamento da água em bacias hidrográficas é a declividade. Esta tem relação com os demais processos hidrológicos como infiltração e umidade do solo. A declividade das vertentes de uma bacia interfere na relação existente entre a precipitação e o deflúvio, porque determina a energia do escoamento superficial da água.

Em áreas mais declivosas, ela é um dos fatores que controlam a velocidade de escoamento da água e consequentemente a redução de sua infiltração no solo. Por estas características, o parâmetro declividade afeta o tempo necessário para que a água da chuva se conecte aos leitos fluviais. Esta variável, na bacia experimental, foi representada em valores percentuais, observados através do mapa temático de declividades da área de estudo baseando-se em Chaves (2002) (Figura 24).

A diferença entre a elevação máxima e a mínima definiu a amplitude altimétrica da bacia experimental, a qual apresentou um gradiente de 7%. Acredita-se que as diferenças de declividade, encontradas na área, influenciaram de maneira significativa a dinâmica da água de chuva na bacia. A pouca declividade nas partes mais altas, aliadas à boa drenagem do solo, favoreceram a infiltração e a recarga do aquífero. Já as áreas com menor altitude, como as áreas de afluência variável, graças ao acúmulo de água favorecido pela presença do aquífero livre à pouca profundidade, foram os principais locais responsáveis pela geração de deflúvio na bacia.

De acordo com Chaves (2002), fatores como a elevação, além de influenciarem a precipitação e a temperatura, afetam também, as perdas de água pela evaporação e transpiração, o que, consequentemente, intervêm no deflúvio médio de bacias hidrográficas. Para o autor grandes variações altimétricas estão

associadas a, significativas, oscilações de temperatura e precipitação. Também, em Carvalho (2011) relata-se que através de dados morfométricos como fator de forma (Kf), coeficiente de compacidade (Kc), altitude, declividade, densidade de drenagem e ordem dos cursos d'água, é possível obter informações úteis para o entendimento da dinâmica da água em uma bacia vertente.

O seu tamanho, a sua forma, o tipo e a densidade da rede de drenagem, bem como, a geologia, a topografia, as classes de solos e o seu uso e ocupação, são elementos do meio físico que irão determinar a resposta hidrológica, na forma de vazão, em decorrência a qualquer evento de precipitação (ROMANOSKI, 2001)

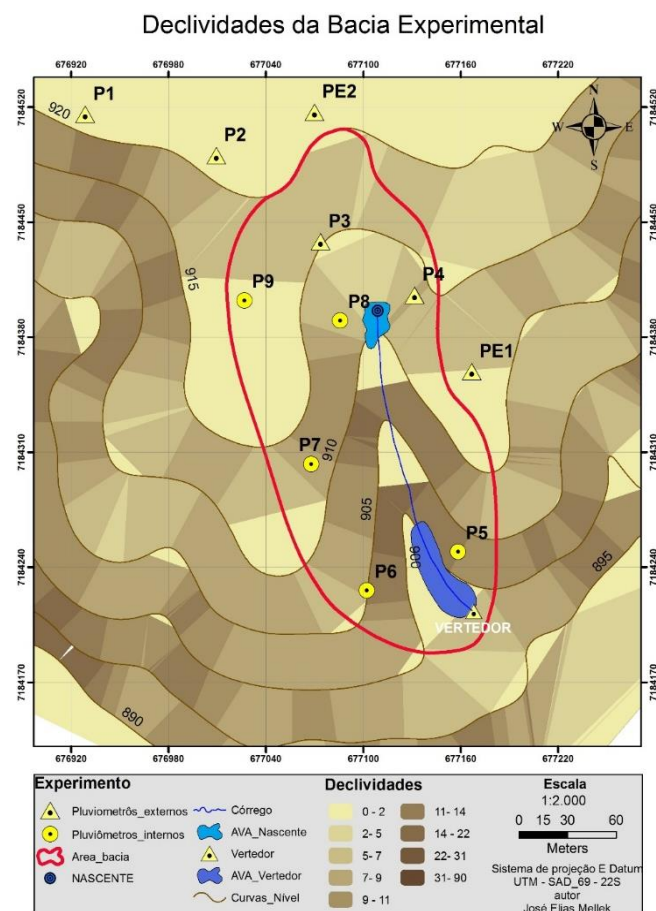


FIGURA 24 – Declividades da bacia experimental
Fonte: autor (2014).

A forma de uma bacia hidrográfica, assim como o seu sistema de drenagem, pode ser influenciada por características físicas do meio como a geologia (CARDOSO *et al.*, 2006). Por esta razão, o fator de forma (Kf) é uma característica que indica o risco da ocorrência de inundações. Bacias com fator de forma baixo, tem menor risco de serem inundadas em relação a outras com mesmo tamanho de área, mas que apresentam fatores de forma maiores (LIMA, 2008). Portanto, o valor

do fator de forma da bacia experimental ($K_f = 0,3$) indica que sua forma apresenta uma baixa tendência à ocorrência de inundações, isto porque, de acordo com este autor, o valor é considerado baixo por ser menor do que (1). Para Rocha (1997), bacias que apresentam altos valores de fator de forma (>1) correm o risco de que um grande volume de água possa escoar e convergir para um único ponto, deixando-a mais sujeita a enchentes devido a sua forma mais circular. De acordo com Chaves (2002), uma bacia estreita e longa com um fator de forma baixo, tem uma menor possibilidade de que chuvas intensas cubram simultaneamente toda a sua extensão.

Outro índice que se refere à ocorrência de inundações é o coeficiente (K_c), cujo valor, também, procura relacionar a forma da bacia a um círculo. Este coeficiente é um número adimensional que varia com a forma da bacia de maneira independente ao seu tamanho. Assim, bacias com formas mais circulares tem o valor do coeficiente de compacidade próximo a 1, e sua forma mais circular auxilia o escoamento da água da chuva para o centro da bacia o que favorece a ocorrência de inundações (CHAVES, 2002).

Portanto, a forma mais alongada da bacia experimental expressa, pelo valor do coeficiente de compacidade ($K_c=1,2$), indica que a mesma não está propensa à ocorrência de inundações, porém, a sua forma, possivelmente, pode ter influenciado na dinâmica da água da chuva, principalmente para aquelas de pequena intensidade e curta duração. Chuvas que forneceram pequenas lâminas de água, podem não ter contribuído para o incremento das vazões, porque a forma da bacia pode ter favorecido a retenção da água no solo, durante o seu percurso até o canal principal.

A interação de todos os componentes do meio físico citados, influenciaram, não de maneira individual, mas conjunta, no comportamento hidrológico da bacia experimental. Acredita-se que a dinâmica da água precipitada, na área de estudo, foi regida, principalmente, pelas condições físicas de solo e pela cobertura florestal. Esta, por sua vez, favoreceu a estrutura do mesmo (através do seu sistema radicular e aporte de material orgânico fornecido ao solo) contribuindo para a boa drenagem e retenção de água no mesmo. A vegetação, também, pode ter contribuído, através da transpiração, e pela interceptação, para que as chuvas de baixa intensidade e curta duração não alterassem, significativamente, o deflúvio na área.

4.2 ANÁLISES DOS PERFIS DE SOLO

A área da bacia experimental foi dividida em terço superior, médio e inferior onde se localizam, respectivamente, os poços de monitoramento do nível freático P9, P7 e P6. Nestes locais, após a realização dos ensaios de infiltração, foi aberto um perfil de solo para realizar sua classificação e coleta de amostras. (Figura 16), pg. 59 No terço superior, (P9) o solo foi classificado como Cambissolo Húmico Álico, textura argilosa, pouco profundo, relevo plano, substrato arcósios, fase floresta subtropical. Neste terço da bacia, a altitude varia entre 916 e 911m e a declividade média é de 2%. O solo desenvolvido sobre a Formação Guabirotuba é bem drenado e a sua descrição está detalhada na (Tabela 9).

Tabela 9. Descrição do perfil - Poço 9 (P9).

Espessura Horizontes (cm)	Descrição do perfil de solo
A 0 - 30	(10 YR 2/2); argiloso; moderada, muito grande a pequena blocos sub angulares, composta de forte muito pequena granular; muito friável, plástico e ligeiramente pegajoso.
AB 30 - 40	(10 YR 3/3); argiloso; moderada, muito grande a pequena, blocos sub angulares, composta de forte, muito pequena granular; muito friável a friável, plástico a muito plástico e ligeiramente pegajoso a pegajoso.
BA 40 - 50	(10 YR 4/4); argiloso; moderada a grande, blocos sub angulares composta de forte muito pequena granular; friável, plástico a muito plástico e pegajoso.
Bi1 50 - 57	(7,5 YR 3/4); argiloso; moderada a forte grande a pequena blocos sub angulares; composta de moderada muito pequena granular; firme, plástico a muito plástico e pegajoso a muito pegajoso.
Bi2 57 - 79	(5 YR 4/6); argiloso; grande a pequena blocos sub angulares que se desfaz, composta de fraca muito pequena granular; friável a firme, plástico a muito, plástico e pegajoso a muito pegajoso.
C 79 - 93	(7,5 YR 5/6, 10 YR 8/3); argiloso; fraca muito grande blocos sub angulares e forte, grande a média, blocos angulares; consistência friável a firme, não plástica e não, pegajosa (fácies arcósias) e muito firme, ligeiramente plástica e não pegajosa (fácies argilosas).

É observado que, em todos os horizontes, o solo apresenta-se argiloso, havendo predominância da estrutura em blocos sub angulares. Tal característica, certamente, contribuiu para a boa drenagem do solo nesta área, mesmo ele sendo argiloso. A (Tabela10), traz as quantidades de areia, silte e argila, que, também, influenciaram a drenagem interna do solo. No terço superior da encosta o solo é argiloso apresentando 48% de argila, a concentração deste elemento é alta no horizonte A e, ainda, maior no B, diminuindo, muito, no horizonte C.

Tabela 10 - Características da textura do solo no terço superior da encosta (Poço 9)

Horizontes	Argila (g kg ⁻¹)	Silte (g kg ⁻¹)	Areia Total (g kg ⁻¹)	Areia Grossa (g kg ⁻¹)	Areia Fina (g kg ⁻¹)
A	475	250	275	181	94
AB	475	250	275	177	98
BA	600	188	212	177	35
B1	600	213	187	105	82
B2	625	187	188	80	108
C	88	37	875	815	60
%	48	18	34	26	8

Os teores de silte, também, são maiores nos horizontes superficiais tendendo a diminuir em profundidade. A variação dos elementos que compõem a textura do solo, confirma que há diferenças em seus atributos físicos a nível de horizontes. Isso é observado, na tabela, através dos dados, pois a fração areia ocorre em maior quantidade no horizonte A, decrescendo no horizonte B e aumentando abruptamente no horizonte C que, é composto, principalmente, por areia de granulometria mais grosseira.

Ao observar a distribuição da fração argila e da areia, no perfil, é possível ver que ela muda drasticamente no horizonte C onde a quantidade de areia aumenta expressivamente. Este fato está diretamente relacionado com o material de origem do solo, sendo que a geologia do local é composta por sedimentos representantes da Formação Guabirota.

Os sedimentos desta formação, podem atingir espessuras que variam de 60 a 80 metros compreendendo sequências litológicas nas quais predominam as argilas e areias arcólicas sendo a parte basal desta formação compostas por cascalhos e arcólios de granulometria grosseira (FELIPE, 2011). A presença de areias arcólicas confere aos Cambissolos da sub bacia, uma característica que, aliada à outras relacionadas à vegetação e à estrutura pedogenética, permite que um solo argiloso apresente desempenho de drenagem, parecido com aquele que ocorrem em solos arenosos. Na (Tabela 11) estão apresentadas outras características de atributos físicos que favoreceram as condições de drenagem dos cambissolos da bacia experimental.

Ao observar o horizonte A, nota-se que houve um aumento na micro porosidade em direção aos horizontes sub superficiais. Este incremento pode estar

relacionado ao aumento de argila em profundidade observada na (Tabela 10). A quantidade de macro poros, embora, menor que a de micro poros, foi maior no horizonte A diminuindo em direção aos horizontes sub superficiais. A macro porosidade observada em superfície, deve-se à presença da matéria orgânica de solo que, certamente, influenciou tal incremento ao proporcionar uma melhoria na qualidade estrutural do mesmo. A porosidade total é um dos atributos físicos que, certamente, contribuiu muito para facilitar a infiltração de água no solo. A densidade global também apresentou aumento em profundidade. Nos horizontes superficiais a menor densidade pode estar associada, principalmente, à presença da matéria orgânica de solo e pelo sistema radicular das plantas que promovem melhorias na estrutura do solo.

Tabela 11. Atributos físicos dos horizontes do solo no terço superior da encosta (P9).

HRZ (cm)	PRF (cm)	MIP (%)	MAP (%)	PT (%)	d (g/dm ³)	U (Kg/Kg)	Θ (m ³ /m ³)	Z (mm)
A	0-28	45	20	65	1,1	0,53	0,55	153,6
AB	28-38	46	18	64	1,0	0,47	0,47	46,8
BA	38-48	47	9	56	1,2	0,29	0,35	35,1
B1	48-57	47	8	55	1,3	0,29	0,38	34,1
B2	57-79	47	8	55	1,3	0,36	0,45	99,5
C	79-93+	43	9	52	1,3	0,32	0,42	58,7

HRZ Horizontes do solo

MIP Microporosidade

MAP Macroporosidade

PT Porosidade total

d Densidade aparente ou global

PRF Profundidade de solo

U Umidade gravimétrica

Θ Umidade volumétrica

Z Armazenamento de água no solo.

CV Coeficiente de variação

A interação de atributos físicos, principalmente de solo, encontrados no terço superior da encosta, representa uma característica do meio que foi fundamental para se observar, na prática, o desempenho dos cambissolos da bacia experimental sobre a infiltração de água. No terço médio da encosta (P7), o solo que predomina é classificado de acordo com EMBRAPA (1999), como CAMBISSOLO HÚMICO distrófico, textura muito argilosa, fase floresta subtropical, relevo ondulado, pouco profundo, substrato arcósios. A declividade varia entre 9 e 7% e a altitude entre 911 a 907 m. O solo apresenta-se bem a moderadamente drenado e é oriundo de sedimentos da Formação Guabirotuba. Sua descrição é apresentada na (Tabela 12).

Nesta parte da bacia, também, é observado o predomínio de argila em todo o perfil. Contudo, o caráter argiloso do solo, também não representa um fator de

impedimento à drenagem. As características pedogenéticas do solo como a estrutura sub angular composta de granular, juntamente com outros fatores físicos, conferem ao solo, desta área, uma boa drenagem. Observa-se que tais características de solo observadas por todo o perfil, são muito semelhantes àquelas encontradas na descrição do perfil do solo que predomina na parte superior da bacia. Tal constatação reforça o padrão geológico local que se estende por toda a bacia experimental e por isso exerce influência no seu padrão de drenagem e principalmente na capacidade de armazenamento de água na bacia.

Tabela 12. Descrição do solo - Poço 7 (P7).

Horizontes (cm)	Descrição do perfil de solo
A 0 - 40	(10 YR 3/2); argiloso; estrutura moderada muito grande a pequena blocos sub angulares; composta, forte muito pequena granular; muito friável, plástico a muito plástico e ligeiramente pegajosa a pegajosa; transição.
AB 40 - 48	(10 YR 3/3); argiloso; estrutura moderada muito grande a pequena blocos sub angulares, composta de forte muito pequena granular; muito friável a friável, plástico a muito plástico e ligeiramente pegajoso; transição
Bi 48 - 56	(7,5 YR 4/6); argiloso; estrutura moderada média e pequena blocos sub angulares a angulares, estrutura composta, moderada a pequena, granular; firme, ligeiramente pegajosa a pegajosa e muito plástica; transição
BC 56 - 68	(7,5 YR 5/5); argiloso; estrutura moderada a forte grande a pequena blocos sub angulares em composta moderada; pequena, granular; friável a firme, ligeiramente pegajosa a pegajosa e muito plástica; transição
C 68 - 100	(10 YR 7/1); argiloso; moderada a forte grande a pequena blocos angulares ("ESFARELENTA/PULVERULENTA"); friável, ligeiramente pegajosa e plástica.

A distribuição da fração sólida que compõem a textura do solo no terço médio da encosta é apresentada na (Tabela 13).

Tabela 13. Textura do solo no terço médio da encosta (P7).

Horizontes (cm)	Argila (g kg ⁻¹)	Silte (g kg ⁻¹)	Areia Total (g kg ⁻¹)	Areia Grossa (g kg ⁻¹)	Areia Fina (g kg ⁻¹)
A	438	262	300	226	74
AB	588	225	187	131	56
Bi	625	250	125	49	76
BC	613	263	124	24	100
C	588	262	150	15	135
%	57	25	18	9	9

Na tabela é observado que em todos os horizontes, houve o predomínio da fração argila, existindo uma tendência de aumento em profundidade. O percentual de argila apresentado confere o caráter argiloso, também, aos cambissolos desta parte da bacia. Porém, as altas velocidades de infiltração da água observadas, neste

local, representam o resultado da interação entre todos os fatores físicos que regulam o fluxo da água na área. É observado que neste local, ainda, há uma expressiva presença de areia total a qual, certamente, contribui com o padrão de drenagem dos cambissolos.

Na (Tabela 14), a porosidade total aparece composta, principalmente, por poros pequenos responsáveis pelo armazenamento da água. Em todos os perfis de solo da bacia, a distribuição da umidade através dos seus horizontes, expressa o bom potencial de armazenamento de água da no solo.

Tabela 14. Atributos físicos dos horizontes no terço médio (P7).

HRZ (cm)	PRF (cm)	MIP (%)	MAP (%)	PT (%)	d (g/dm ³)	U (Kg/Kg)	θ (m ³ /m ³)	Z (mm)
A	0-40	47	18	65	0,8	0,56	0,45	180,5
AB	40-48	46	17	63	0,9	0,51	0,46	36,97
Bi	48-56	53	10	63	0,9	0,62	0,55	44,31
BC	56-68	44	6	50	1,3	0,36	0,46	54,70
C	68-100	20	7	33	1,6	0,13	0,20	65,13

HRZ Horizontes do solo

MIP Microporosidade

MAP Macroporosidade

PT Porosidade total

d densidade aparente ou global

PRF Profundidade de solo

U Umidade gravimétrica

θ Umidade volumétrica

Z Armazenamento de

água no solo.

No terço inferior da encosta (P6), o solo predominante na área é classificado, de acordo com EMBRAPA (1999), como CAMBISSOLO HÚMICO distrófico, textura argilosa, fase floresta subtropical, relevo ondulado, substrato arcósios (Tabela 15). A porção final da bacia encontra-se em uma área onde a declividade varia entre 11 a 9 % e a altitude está entre 907 a 902 m. O solo, pertencente à classe bem drenada, tem como material geológico a Formação Guabirotuba.

Também, nesta parte da bacia, é observada a presença da estrutura em blocos subangulares composta de granular, que juntamente com outras características do meio físico, como o sistema radicular, matéria orgânica do solo e a textura, favoreceram o padrão de drenagem da bacia experimental nesta posição da encosta. A (Tabela 16), traz a composição da textura do solo para esta parte da bacia que, embora, apresente um menor valor percentual de argila em relação aos terços médio e superior, observa-se que há o predomínio do caráter argiloso do solo neste local.

Tabela 15. Descrição do perfil - 6

Horizontes (cm)	Descrição do perfil de solo
A 0 - 46	(10 YR 3/3); argiloso; textura moderada a média, estrutura em blocos sub angulares composta de forte muito pequena granular; muito friável, plástico e ligeiramente pegajoso.
AB 46 - 58	(10 YR 3/4); argiloso; moderada a média e pequena, blocos sub angulares, composta de forte a muito pequena granular; muito friável a friável, plástica a muito plástica e ligeiramente pegajosa a pegajoso.
BA 58 - 68	(10 YR 4/4); argiloso; moderada grande e média blocos sub angulares composta de forte pequena granular; friável, plástico a muito plástico e pegajoso.
Bi1 68 - 87	(7,5 YR 5/6); argiloso; estrutura moderada a forte, média a pequena, blocos sub angulares a angulares moderada pequena granular; firme, plástico a muito plástico e pegajoso; transição.
Bi2 87 - 113	(5 YR 5/6); argiloso; estrutura moderada a forte muito grande a média blocos sub angulares a angulares composta de moderada pequena granular; firme, muito plástico e pegajoso transição
C 113 - 140	(2,5 YR 6/8, 2,5 YR 5/8, 2,5 Y 8/2); argiloso; forte a moderada média a pequena blocos angulares; friável, plástico a muito plástico e ligeiramente pegajoso.

Na (Tabela 16), é observado que o elemento silte ocorre em menor quantidade em relação a este, mesmo, elemento registrado no terço médio da encosta. Já a quantidade de areia é superior à observada no terço médio.

Tabela 16. Textura do solo no terço inferior da encosta (P6).

Horizontes (cm)	Argila (g kg ⁻¹)	Silte (g kg ⁻¹)	Areia Total (g kg ⁻¹)	Areia Grossa (g kg ⁻¹)	Areia Fina (g kg ⁻¹)
A1-1	400	212	388	235	153
A1-2	450	150	400	221	179
AB	463	149	388	205	183
BA	463	137	400	222	178
B1	475	137	388	205	183
B2	475	200	325	199	126
C	350	325	325	43	282
%	44	19	37	19	18

Tal como as argilas, as areias estão, em geral, bem distribuídas em todo o perfil e, como observado para o terço superior da encosta, há predomínio de partículas mais grosseiras desta fração granulométrica.

A distribuição da porosidade no terço final da área de estudo é apresentada na (Tabela 17). É observado que ao final da encosta, os cambissolos argilosos, apresentam uma variação textural muito semelhante aos demais perfis analisados.

Embora o perfil do solo neste local apresente uma maior densidade, certamente, a porosidade total foi fundamental para a quantidade de água armazenada no solo, esta característica, também, favoreceu a infiltração.

Tabela 17. Atributos dos horizontes no terço inferior da encosta (P6).

HRZ (cm)	PRF (cm)	MIP (%)	MAP (%)	PT (%)	d (g/dm ³)	U (Kg/Kg)	θ (m ³ /m ³)	Z (mm)
A	0-46	41	22	63	0,9	0,34	0,31	182,6
AB	46-58	42	14	56	1,1	0,39	0,43	51,4
BA	58-68	46	8	54	1,1	0,35	0,39	38,8
B1	68-87	47	1	48	1,3	0,41	0,50	101,6
B2	87-113	48	1	49	1,3	0,36	0,47	121,3
C	113-140	46	4	50	1,3	0,35	0,46	122,9

HRZ Horizontes do solo

MIP Microporosidade

MAP Macroprosidade

PT Porosidade total

d Densidade aparente ou global

PRF Profundidade de solo

U Umidade gravimétrica

θ Umidade volumétrica

Z Armazenamento de

Água no solo.

Em todas as tabelas apresentadas, foi possível observar as variações das principais propriedades físicas do solo responsáveis pela dinâmica da água na sua matriz. Também foi possível observar a distribuição da umidade através dos perfis de solo, e relacioná-la com a variação dos atributos físicos. Estas mesmas propriedades físicas que favoreceram a retenção de umidade nas camadas do solo, expressando a capacidade de armazenamento de água pela bacia, estão intimamente relacionadas às taxas de infiltração de água obtidas nesta pesquisa. A textura e a estrutura representam os atributos físicos de solo que, mais, favoreceram, a retenção de água contida no espaço poroso do solo, quanto a sua infiltração. Portanto, a determinação destes atributos foi relevante para o entendimento da dinâmica da água precipitada na bacia experimental.

4.3 VELOCIDADES DE INFILTRAÇÃO DE ÁGUA NOS SOLO

Nesta pesquisa foram avaliadas as diferenças entre as velocidades de infiltração (VI) de água no solo, visando determinar o comportamento hidrológico das classes de solos da bacia experimental. Os resultados foram fundamentais para o enquadramento dos cambissolos da bacia nos grupos hidrológicos do Método Curva Número. Na (Figura 25), são apresentadas as médias de velocidade final de infiltração da água no solo, obtidas através dos testes de infiltração realizados em

cinco locais diferentes próximos aos poços de monitoramento hídrico da bacia experimental (P5, P6, P7, P8 e P9). É possível observar diferenças indicando que a velocidade final de infiltração não foi a mesma em todos os locais avaliados. Esta variação, certamente, ocorreu em função da variabilidade espacial dos atributos físicos de solo.

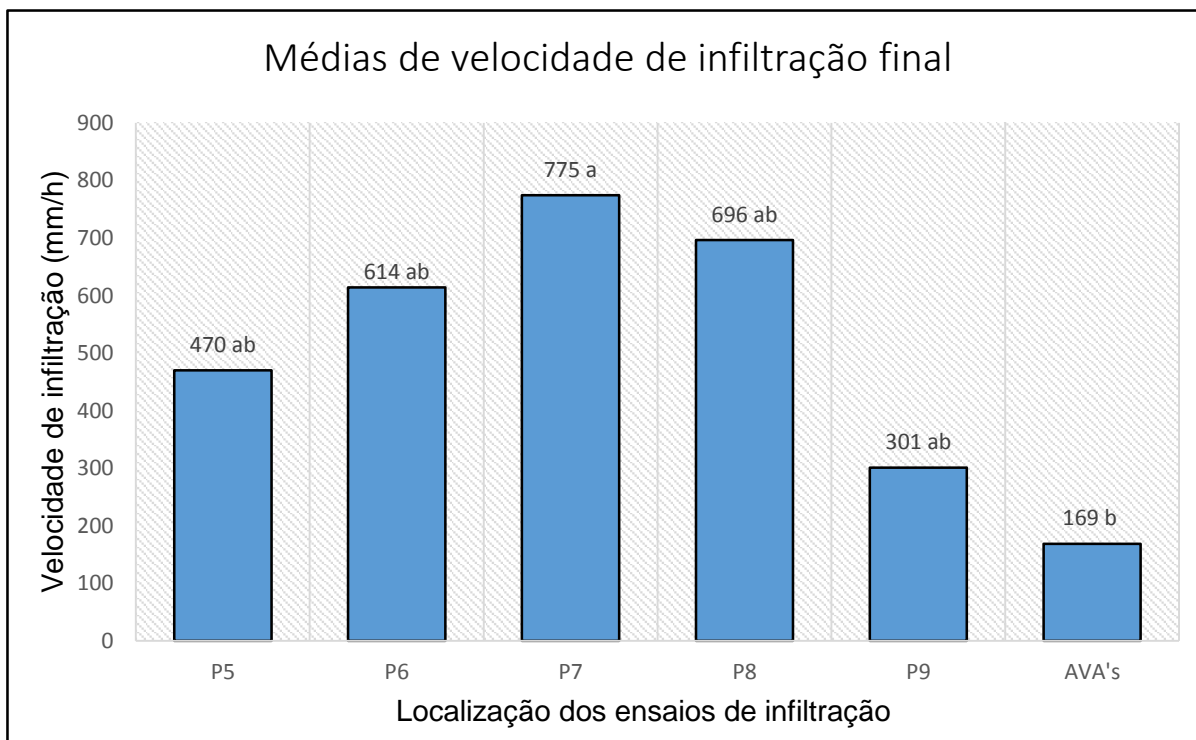


FIGURA 25. Médias das Velocidades de infiltração final.

Porém, quando se aplicou o teste estatístico, para comparar as médias de velocidade final de infiltração, a diferença não apareceu entre todas as médias. Através do teste, foi possível perceber que as velocidades finais de infiltração de água no solo foram altas em todos os locais da bacia onde os testes foram realizados. Por razão, não houve diferença estatística, ou seja, a velocidade final de infiltração foi alta em todas as áreas ocupadas por cambissolos.

Acredita-se que a drenagem, nestas áreas, foi influenciada pelas características físicas da bacia, principalmente, aquelas inerentes aos atributos físicos de solo (estrutura e textura). A única diferença indicada pelo teste estatístico é observada entre a média de velocidade de infiltração encontrada para a área onde localiza-se o poço sete (P7) e a velocidade de infiltração média obtida nas Áreas Variáveis de Afluência (AVA's). Esta diferença, certamente, ocorreu porque as velocidades finais de infiltração, obtidas nas AVA's, foram influenciadas pelas características do meio

físico, como a alta umidade de solo causada pela presença do aquífero à poucas profundidade.

A relação entre a variação de velocidade infiltração relacionada à espacialização de atributos físicos de solo, também, é relatada em trabalho publicado por Carvalho (2011). Utilizou o teste de Tukey (a 5% de probabilidade) para comparar médias de velocidade de infiltração e médias de capacidade de infiltração obtidas em talhões de áreas florestadas com eucalipto. O autor observou que devido à alta variabilidade na velocidade de infiltração, houve diferença estatística significativa, somente entre a média de velocidade de infiltração básica do talhão 35 (2200 mm/h (a)), e as médias dos talhões 44 (955 mm/h (b)), 40 (310 mm/h (b)) e 42 (370 mm/h (b)), tal variação foi atribuída, pelo autor, às características físicas do solo da área.

Os resultados de velocidade de infiltração apresentados na (Figura 25), os quais foram obtidos em diferentes partes da bacia, representam a variabilidade espacial com que os processos de infiltração ocorrem na área da bacia. Alguns trabalhos técnicos ajudam a compreender melhor o porquê desta variabilidade. Mesquita e Moraes (2004) relatam que tanto o fluxo, quanto a retenção de água no solo, dependem de fatores como profundidade, textura, estrutura, porosidade e pedodoformas, os quais podem interagir das mais variadas maneiras. Relatam que com o solo saturado, a condutividade hidráulica tende a ser mais dependente da estrutura do que da textura do solo. O efeito da estrutura, em especial, dos poros grandes, podem permitir que um solo argiloso tenha drenagem parecida com a de solos arenosos.

Esta ideia é reforçada em Cadima *et al.* (1980), onde se relata que a variabilidade na condutividade hidráulica de solo pode ser grande, podendo não ser constante para um mesmo solo, em virtude das variações nos processos de ordem física, química e biológica do mesmo. Com os valores de (VI), observados na bacia experimental, foi possível identificar o padrão de velocidade de infiltração dos solos da área. A maior parte da bacia, é composta pelos cambissolos. Já em menores porções da área total, especificamente nos locais denominados de Áreas Variáveis de Afluência, ocorrem os gleissolos associados a neossolos flúvicos. Em outra parte da bacia, são encontrados os solos que sofreram forte ação antrópica e, por isso, não representam o padrão de drenagem da área. Portanto, ao se conhecer as

características de velocidade de infiltração da água dos solos da bacia, foi possível, determinar em quais classes de velocidade de infiltração estes se enquadravam, (Tabela 18).

Tabela 18. Classes de Velocidade de Infiltração de Água no Solo.

Classe de Infiltração	Velocidade de Infiltração (mm/h)
Muito Rápida	>254
Moderada a Rápida	254 a 127
Moderada	127 a 63,5
Lenta a Moderada	63,5 a 20
Lenta	20 a 5
Muito Lenta	<5

Fonte: Adaptado de Soil Survey Staff (1993).

Os cambissolos da bacia são enquadrados na classe de velocidade de infiltração muito rápida, pois as médias de VI, observadas na (Figura 25), são superiores a 254 mm/h, conforme consta na (Tabela 18). Devido à velocidade de infiltração observada nas Áreas Variáveis de Afluência, estes locais foram enquadrados na classe de velocidade moderada a rápida de acordo com o (SOIL SURVEY STAFF, 1993).

As áreas antrópicas não foram consideradas por não permitirem a realização dos testes de infiltração. As variações de velocidade de infiltração, observadas na bacia experimental, ressaltam a importância da realização de estudos que avaliem, em campo, a dinâmica da água. Foi observado que esta pode apresentar grande variação devido a fatores específicos relacionados a atributos físicos inerentes à gênese característica de cada classe de solo e à geomorfologia local.

Outros trabalhos técnicos reforçam que a responsabilidade pela heterogeneidade nos valores de condutividade hidráulica de solo é atribuída à variabilidade espacial dos fatores que governam o fluxo de água em uma bacia hidrográfica (QUEIROZ, 1995; REICHARDT e TIMM, 2004). Cecílio (2007), atribui esta variação, à dispersão espacial dos solos que pode ser significativa mesmo em pequenas áreas. Em O'Green *et al.* (2010), é relatado que as propriedades biogeoquímicas e físicas do solo podem variar acentuadamente em curtas distâncias e a presença ou ausência da vegetação, representa um dos fatores que impõem a variabilidade nas características físicas locais de solo que influenciam na velocidade de infiltração da água. Para Pott *et al.* (2005), a grande variabilidade espacial e temporal do solo, além de dificultar a mensuração de sua velocidade de infiltração,

condiciona sempre os dados a um caráter de estimativa da realidade, não permitindo que sejam generalizados para diferentes locais ou para grandes áreas.

O desempenho das velocidades de infiltração da água nos solos da bacia experimental, também, pode ser analisado através de dois exemplos das curvas de velocidade de infiltração construídas com os resultados dos testes realizados na área de estudo (Figura 26).

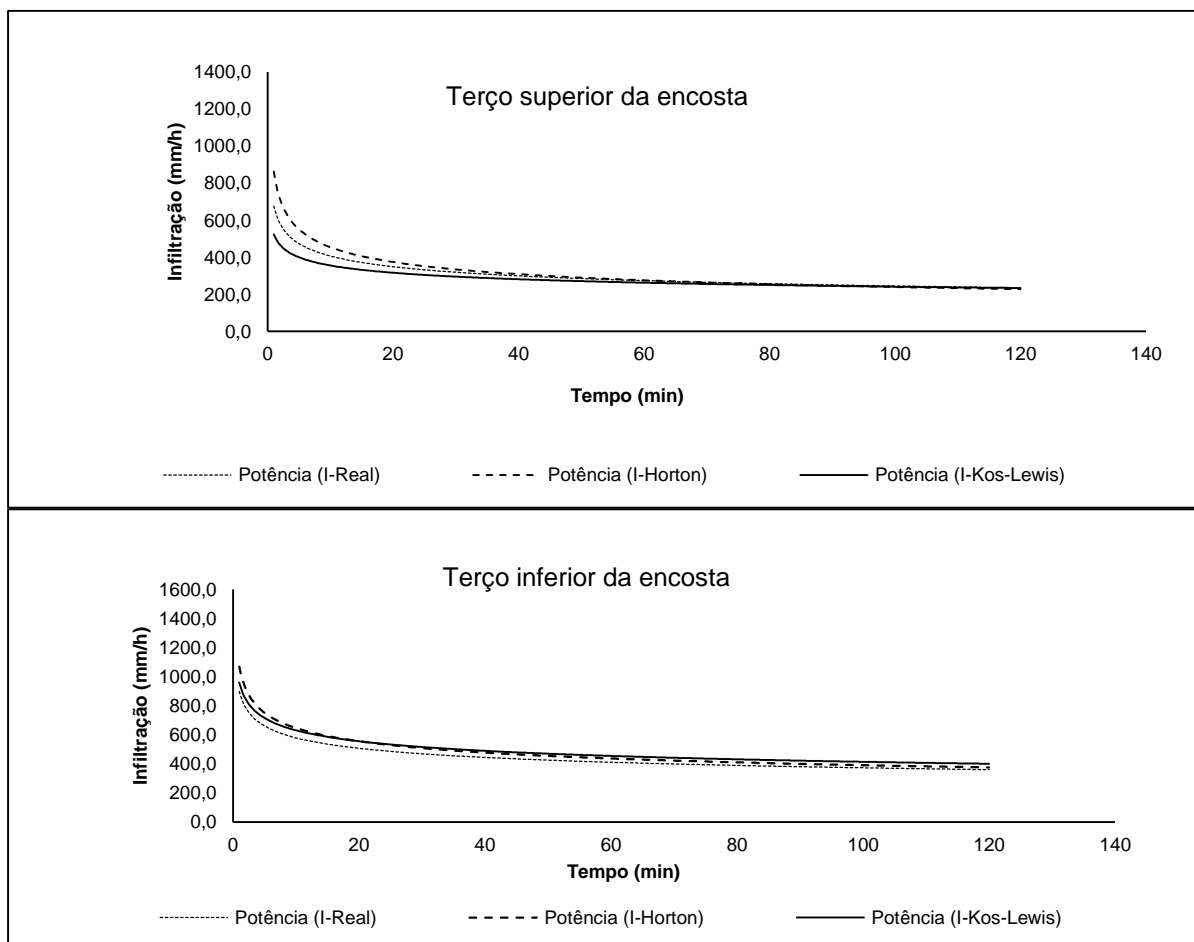


FIGURA 26. Exemplos das Curvas de velocidade de infiltração reais e estimadas
Fonte: Autor (2013)

I Real = Infiltração real obtida na bacia.

I Horton = Infiltração simulada pelo modelo matemático de Horton.

I Kos-Lewis = infiltração simulada pelo modelo matemático de Kostiakov-Lewis.

Através das curvas é possível observar a dinâmica da velocidade de infiltração de água no solo nos terços superior e inferior da área de estudo. As curvas, referentes à infiltração real (I-Real) podem ser comparadas às outras duas curvas de infiltração construídas por modelos matemáticos a partir dos resultados de velocidade de infiltração obtidos em campo (I-Horton e I- Kos_Lewis).

Quando se analisam as curvas de velocidade de infiltração, é possível compreender a dinâmica da água ocorrida nos solos da bacia. Inicialmente, a velocidade de infiltração foi alta, com o passar do tempo, à medida que os espaços vazios, originados principalmente pela textura e estrutura, foram preenchidos pela água, a sua capacidade de infiltração diminuiu. Tanto no terço superior quanto no inferior, ao final de duas horas, a lâmina de água infiltrada no solo, revela que sua capacidade de absorção, ainda, era elevada. Embora a infiltração no final do processo não represente a velocidade de infiltração básica (VIB), as curvas apresentam uma diminuição na velocidade de infiltração.

A forma das curvas representa a dinâmica da água em solo de ambiente florestal, onde as condições do meio físico favoreceram a infiltração da água em solos, predominantemente, argilosos. As curvas geradas pelos modelos matemáticos usando valores da infiltração real foram utilizadas com a finalidade de descrever o processo de infiltração ocorrido na bacia, através de modelagem. Ambas as curvas geradas pelos modelos de Kostiaikov- Lewis e de Horton, não se ajustam, perfeitamente, àquelas geradas pela infiltração real. Porém, o modelo de Horton, pode ser considerado o melhor, porque ao final do processo, a sua curva de infiltração foi a que melhor se ajustou à curva de infiltração real.

Nos (Anexos 1 e 2) são apresentadas todas as curvas de infiltração real, obtidas com as cinco repetições do teste de infiltração (RI, RII, RIII, RIV e RV) realizados na área onde se encontra o poço (P6). Também, estão as curvas geradas por todos os modelos matemáticos (Kostiakov, kostiakov-Lewis, Horton e Philip) utilizados para simular o processo de infiltração naquele local. No (Anexo 3) é apresentado um modelo de tabela utilizada para a construção das curvas reais e simuladas.

4.4. PRECIPITAÇÃO NA BACIA EXPERIMENTAL

No Estado do Paraná, o período de junho, julho e agosto representam os meses de inverno e são caracterizados pela chegada de frentes frias que, na sua maioria, são de baixa intensidade. Quando as chuvas que ocorrem nesta época acontecem dentro do volume normal ou pouco abaixo da média anual, caracterizam o período mais seco do ano. Já os meses dezembro e janeiro são mais quentes e apresentam os maiores volumes de precipitação (SIMEPAR, 2012).

A distribuição da precipitação mensal acumulada ocorrida na área de estudo, é apresentada na (Figura 27).

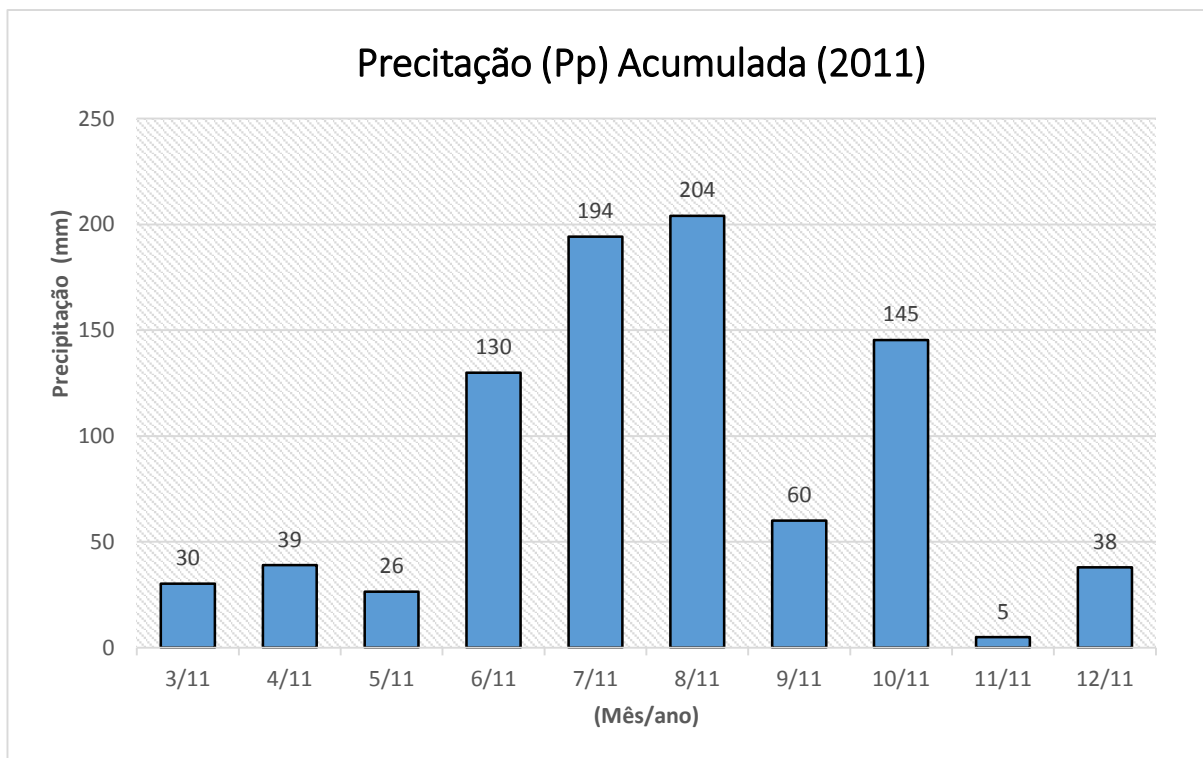


FIGURA 27. Total acumulado da precipitação incidente (Pp) para o ano de 2011

Para o ano de 2011, embora as coletas dos volumes de chuva tenham sido iniciadas, somente, no mês de março, porque neste período os pluviômetros não estavam disponíveis para o experimento, os maiores acúmulos de precipitação mensal, registrados acima de 60 mm, ocorreram nos meses de junho a outubro. De acordo com o Instituto Nacional de Meteorologia, INMET, com exceção das regiões norte e leste do Paraná, as precipitações para este período estiveram acima da média em toda a Região Sul.

Em SIMEPAR (2012) relata-se que para o município de Curitiba, em invernos normais a precipitação estaria entre 50 e 100 mm. Já os boletins agro climatológicos, para os meses de junho, julho e agosto de 2011, emitidos pelo INMET, registraram que frentes frias influenciaram as condições meteorológicas no sul do Brasil sendo responsáveis pelos grandes volumes de precipitação, acima do normal, registrados naqueles meses.

Os registros de precipitação acumulada mensalmente, observados através das coletas de chuvas ocorridas na bacia experimental, estão em conformidade com

as informações apresentadas pelos órgãos que avaliaram as condições climáticas no Estado do Paraná e Região Sul, nos anos de 2011 e 2012. Foi observado no experimento, que houve um aumento no volume de chuva durante os principais meses de inverno em 2011. Na figura, consta que ocorreu uma pluviosidade total, muito abaixo da média de anos anteriores, registrada para o mês de novembro.

Esta baixa pluviosidade, também foi registrada pelo INMET naquele ano. De acordo com o órgão, o mês de novembro de 2011 registrou um volume de chuva total, abaixo da média climatológica para quase toda a Região Sul, com exceção do noroeste do Paraná. Embora, a Região Sul tenha recebido quatro frentes frias no mês de novembro, as chuvas foram muito irregulares e em várias estações meteorológicas, o total mensal de precipitação ocorreu em praticamente em um dia. Para este mesmo mês o órgão registrou uma precipitação total de 33,6 mm.

Novamente, de acordo com o INMET, para o ano de 2012 as chuvas ocorridas no período de inverno no Estado do Paraná, variaram de normal, a acima da normal climatológica. Dentre as várias cidades citadas pelo órgão naquele ano, destaca-se a precipitação total ocorrida na Cidade de Curitiba que, no mês de junho, registrou um total de 225,5 mm de chuva o que representou uma altura de precipitação acima da média normal para o mês onde, normalmente, estaria em torno de 115,6 mm.

O instituto meteorológico explica que em Curitiba, o total acumulado no dia 5 de junho de 2012, superou alguns valores históricos. O acumulado de 106,8 mm registrados somente naquele dia correspondeu a 92% da média climatológica normal para a cidade, que no mês de junho, normalmente, seria de 115,6 mm. O evento representou o maior total acumulado já registrado em um dia, para o referido mês, desde 1961, superando o recorde anterior que foi de 84,3 mm registrado em 13/06/1964 (INMET, 2012).

Na (Figura 28), estão os volumes de chuva acumulados mensalmente no ano de 2012. O acumulado mensal registrado na sub bacia experimental para o mês de junho foi de 213 mm, 5% a menos do que o registrado na estação meteorológica do INMET. De acordo com as observações realizadas nos boletins meteorológicos emitidos por órgãos como o INMET, nota-se que as diferenças de registros de chuva de uma estação para outra, podem estar relacionadas ao fato de que a ocorrência

de chuvas pode se dar de maneira irregular de uma estação meteorológica em relação à outra, dentro de uma mesma região (REICHRDT, 1995).

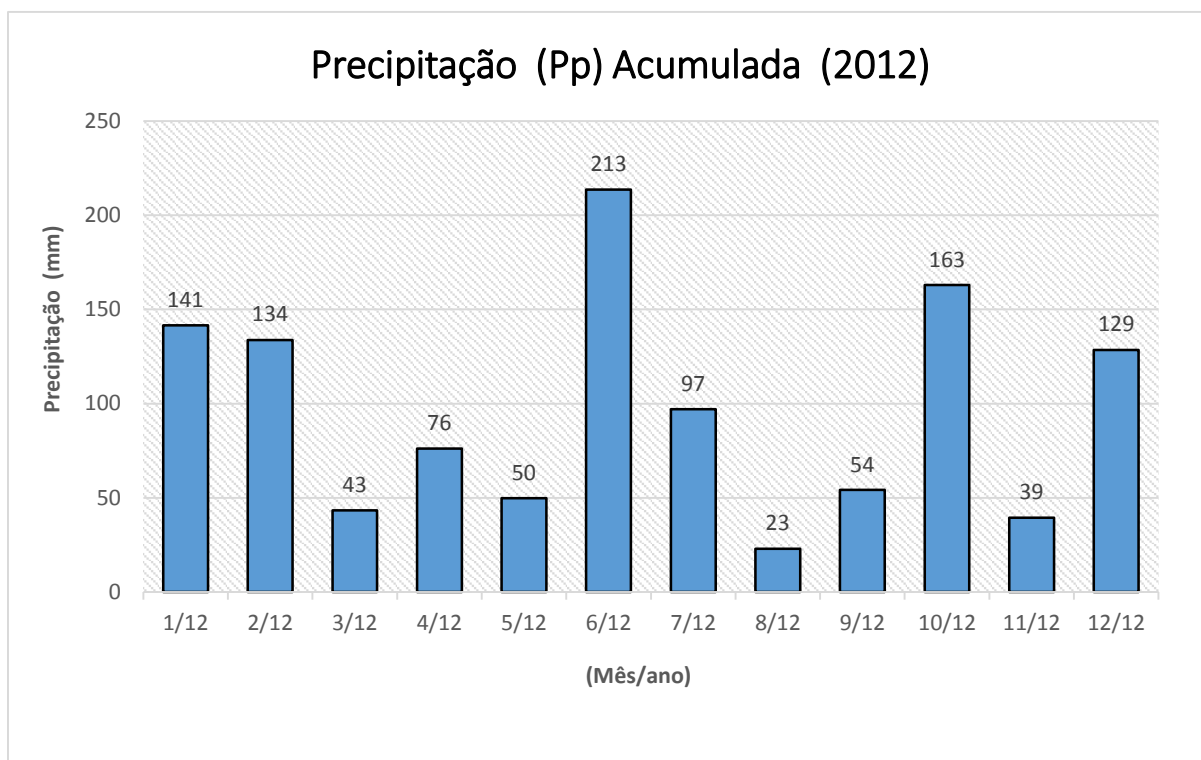


FIGURA 28. Total acumulado da Precipitação incidente (Pp) para o ano de 2012.

Isso representa um dos fatores que justificam as variabilidades pluviométricas registradas entre a bacia experimental e aquelas registradas na estação meteorológica oficial do INMET. No mês de julho o regime de chuva que ocorreu em Curitiba, também esteve acima da média de acordo com o órgão meteorológico. A diferença entre o total precipitado na área de estudo e o registrado pelo INMET, ficou em 10%. Os 108 mm registrados pela estação do órgão representaram 11 mm a mais em relação aos 97 mm coletados na bacia experimental. Já os meses de setembro, outubro e novembro apresentaram baixos registros de chuva tanto na área de estudo como no órgão meteorológico, tal variabilidade foi atribuída ao clima ocorrido durante as estações do ano o qual foi influenciado pelas frentes que atingiram o Sul do país neste período.

Os dados de chuva observadas no experimento e aqueles registrados pelo INMET apresentaram forte correlação. Nas (Figuras 29 e 30), são observados os coeficientes das correlações lineares de Pearson (r) que representaram a consistência dos dados de precipitação total coletados na bacia experimental em

relação aos dados de precipitação registrados pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

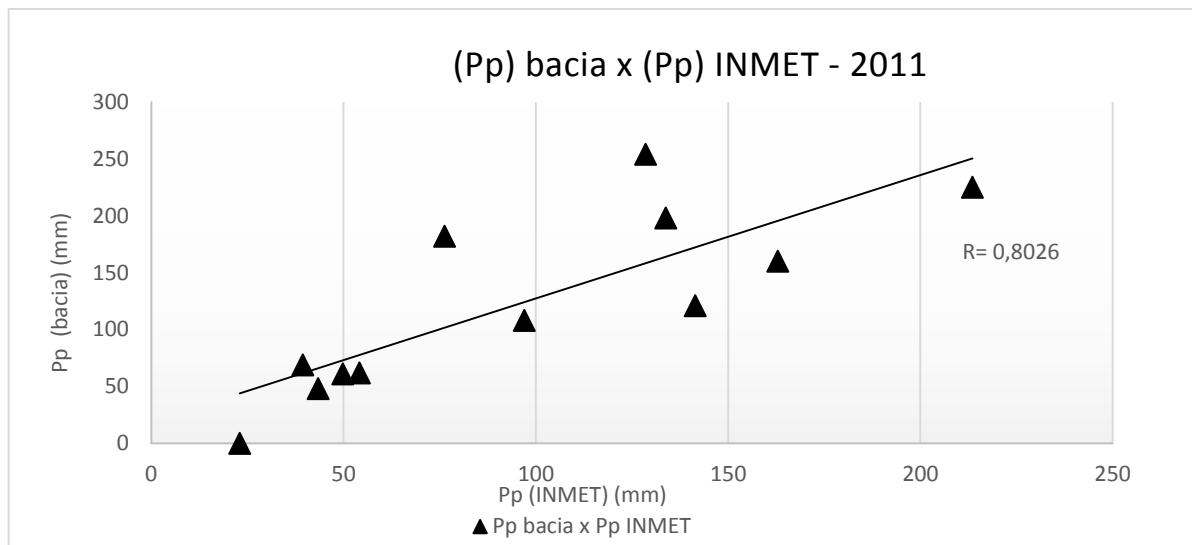


FIGURA 29. Gráfico de dispersão entre registros de (Pp) da bacia e (Pp) do INMET.

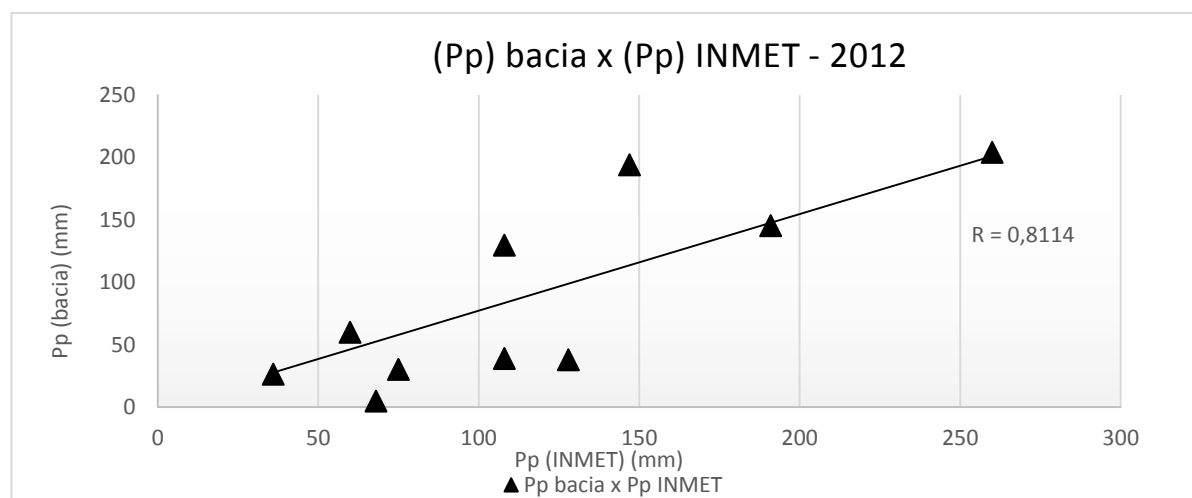


FIGURA 30. Gráfico de dispersão entre registros de (Pp) da bacia e (Pp) do INMET.

A correlação observada entre os dados, valida a metodologia utilizada para a coleta da chuva na área de estudo. O valor apresentado pelo coeficiente (r) significa que houve uma correlação positiva entre os registros de chuva na bacia e aqueles registrados pelo Instituto Nacional de Meteorologia. Para ambas as o valor de (r) obtido, indica que houve uma correlação positiva entre os dados das duas fontes de registros pluviométricos, bacia experimental e INMET. A dispersão dos dados em torno da reta resultou em altos coeficientes de correlação registrados para os dois anos de estudo, isso indica que os dados de precipitação registrados na bacia oferecem uma boa representatividade da precipitação total ocorrida na região onde

se localiza a bacia experimental. Alguns trabalhos científicos, dão respaldo técnico à metodologia utilizada para o monitoramento da chuva na bacia experimental, bem como, à variabilidade espacial da chuva observada.

Coelho e Abreu (2007) relatam que quando se pretende estudar o regime de precipitação pluvial de um determinado lugar, uma das preocupações que se deve levar em consideração é o tamanho da área a ser monitorada e qual é a densidade da rede pluviométrica a ser utilizada na área de estudo. Portanto, para este estudo dois pluviômetros supriram as necessidades do experimento em relação à sua área. Wicherley (1967) definiu a distribuição da chuva na Malásia para diferentes regiões, verificando uma grande variabilidade espacial, temporal e horária no seu comportamento. Também, Riehl e Lueckefedt (1976) estudando o período chuvoso na Venezuela, verificaram que fatores como orografia e movimentos convectivos são determinantes no comportamento da chuva ao longo do dia.

Em estudo realizado por Reichardt *et al* (1995), relatam que eventos pluviais nos trópicos podem ter grande variabilidade mesmo em curtas distâncias. Afirmam que podemos observar chuva caindo em alguns lugares, enquanto muito próximo dali, pode não haver registros de chuva. Este comportamento da precipitação, também, foi observado durante esta pesquisa. Na região onde a bacia experimental está inserida, aconteceram “pancadas” de chuva com alta intensidade muito próximas da área de estudo sem atingi-la ou chegando a ela com baixa intensidade e curta duração. Outros autores atribuem à variabilidade nos registros de precipitação pluviométrica, a questão topográfica aliada aos tipos de chuva. Bega *et al*. (2005), relatam que o grau de variabilidade nos registros de chuva pode variar de uma estação meteorológica para outra, assim como, pode mudar de região para região, o que, segundo eles, gera a necessidade de constantes pesquisas.

4.5 RELAÇÃO DA (P_p) COM A PRECIPITAÇÃO INTERNA (P_i) E A INTERCEPTAÇÃO (I_t)

Em uma bacia drenagem, a vegetação é um elemento fundamental dentro de um contexto hidrogeomorfológico onde a água passa por vários subsistemas que podem ser a própria vegetação, o solo, a água subterrânea e o rio (TOMAZ, 2005). Os processos hidrológicos ocorrentes durante o ciclo da água correspondem a todas as formas de sua circulação no ambiente. Precipitação, interceptação, evaporação,

transpiração, infiltração e o escoamento superficial são os principais de processos estudados em bacias hidrográficas (BITTENCOURT, 2000). Ao se estudar um evento de precipitação é observado que apenas parte da chuva incidente em uma bacia ocupada por floresta, vai conseguir ultrapassar as copas das árvores. Esta fração da precipitação é denominada de precipitação interna (P_i) que, quando somada à água da chuva que escoar pelos troncos das árvores, compõem a chamada precipitação efetiva (P_e) (ARCOVA *et al.*, 2003).

De acordo com Miranda (1992), o fluxo da água através dos troncos, representa uma parcela bastante pequena da chuva, com valores percentuais que ficam em torno de 1,8%. O autor relata que este valor pode variar consideravelmente de acordo com as características da vegetação. A precipitação efetiva, representa a quantidade de chuva que consegue chegar até a superfície do solo.

A importância em se estudar esta variável hidrológica é atribuída ao fato de que esta representa a parcela de chuva que efetivamente pode infiltrar no solo, retornar para a atmosfera via evapotranspiração e principalmente, gerar escoamento direto da água em uma bacia hidrográfica, aumentando a vazão dos rios (FREITAS, 2013).

Na bacia experimental, não foi medida a quantidade de água escoada através dos troncos das árvores, então, sua precipitação efetiva é representada somente pela precipitação interna (P_i). A necessidade de se realizar o monitoramento da precipitação interna, na área de estudo, ocorreu em função de um dos objetivos, fundamentais, da pesquisa que era comparar a precipitação efetiva (P_e), simulada para a bacia experimental através da utilização do Método de Curva Número, à precipitação interna responsável pelo escoamento superficial gerado na bacia que foi medido na forma de vazão em vertedouro.

Portanto, na sequência, são apresentados os resultados dos eventos de precipitação ocorridos na bacia registrados durante o ano de 2011. Na (Tabela 19), estão apresentados os valores médios da chuva coletada diariamente, bem como as quantidades das chuvas acumuladas mensalmente referentes às frações de chuva: precipitação incidente ou total (P_p), precipitação interna (P_i) e a chuva interceptada pela vegetação (I_t).

Tabela 19. Tabela síntese da precipitação (Pp), (Pi) e (It) para o ano de 2011

2011	(Pp) Média diária	(Pp) Acumulada mensal	(Pi) Média diária	(Pi) Acumulada mensal	(It) Média diária	(It) Acumulada mensal
	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)
20/03/11	7,10		5,50		1,67	
23/03/11	23,10	30,00	14,60	20,00	8,55	10,22
19/04/11	37,60		42,80		0,00	
24/04/11	1,50	39,00	1,70	45,00	(-5)	(-5,00)
16/05/11	26,40	26,40	23,50	24,00	2,88	3,00
08/06/11	31,80		27,70		4,01	
16/06/11	31,60		26,70		4,88	
24/06/11	55,60		41,60		14,05	
25/06/11	11,00	130,00	9,20	105,00	1,79	25,00
01/07/11	139,30		68,40		70,89	
08/07/11	16,70		13,10		3,66	
22/07/11	21,30		14,30		7,03	
30/07/11	17,00	194,00	13,30	109,00	3,72	85,00
01/08/11	120,70		107,70		13,05	
09/08/11	18,80		17,00		1,85	
11/08/11	46,30		35,40		10,88	
23/08/11	18,20	204,00	18,30	178,00	0,00	26,00
08/09/11	60,10	60,00	50,20	50,00	9,83	10,00
03/10/11	9,70		9,60		0,10	
10/10/11	18,80		18,60		0,14	
11/10/11	41,80		40,80		0,95	
14/10/11	46,90		42,80		4,11	
25/10/11	9,60		7,50		2,11	
31/10/11	18,60	145,00	9,80	129,00	8,83	16,00
17/11/11	5,00	5,00	4,10	4,00	0,90	1,00
14/12/11	37,80	38,00	36,50	37,00	1,33	1,00
Total (mm)		871		701		177

É observado que durante o ano de 2011, o total das precipitações acumuladas registradas na área de estudo foi de 871 mm. Este valor poderia ser maior se o monitoramento das precipitações registradas, neste ano, tivesse iniciado no mês de janeiro, o que não ocorreu devido à falta dos pluviômetros que foram adquiridos para instalação, somente no mês de março. A altura de lâmina de precipitação acumulada referente à precipitação interna registra ao longo do ano foi de 701 mm e a precipitação interceptada pela copa das árvores atingiu uma altura acumulada de 177 mm no total anual. Cerca de 80% da precipitação total que atingiu a bacia experimental naquele ano, conseguiu ultrapassar a barreira vegetal

representada pelo dossel da floresta. A interceptação (I_t) pelas copas das árvores representou apenas 20 % da precipitação total acumulada no ano.

Observa-se que os registros de precipitação interna ocorridos na bacia experimental, foram maiores nos meses onde a precipitação incidente foi mais abundante, ou seja, de junho a outubro. Resultado semelhante foi obtido na pesquisa realizada por Cicco *et al.* (1998), em bacia com vegetação secundária de Floresta Ombrófila Densa. Ao avaliarem o comportamento da precipitação, os autores constataram que 18% da precipitação anual foi interceptada pela floresta, retornando diretamente à atmosfera. A maior parte da precipitação total registrada por eles (82%) alcançou a superfície do solo.

Na (FIGURA 31), é apresentado o coeficiente de determinação da análise de regressão realizada e o coeficiente de correlação entre as variáveis (P_p) e (P_i). O teste de correlação, entre a variável precipitação incidente (P_p) e a variável precipitação interna (P_i), revela que houve uma correlação positiva entre elas. O coeficiente de determinação da regressão indicou a dependência da (P_i) em relação à variação da (P_p). Pode ser observada a dispersão dos valores das duas variáveis em torno da reta, representando a intensidade da correlação entre elas. O valor do coeficiente de determinação, indica que a variação no comportamento de uma das variáveis pode estar influenciando na variação da outra. Neste caso, foi observado que o aumento ou a diminuição da precipitação incidente (P_p) na bacia, influenciou no aumento ou na diminuição da quantidade de precipitação interna (P_i) registrada.

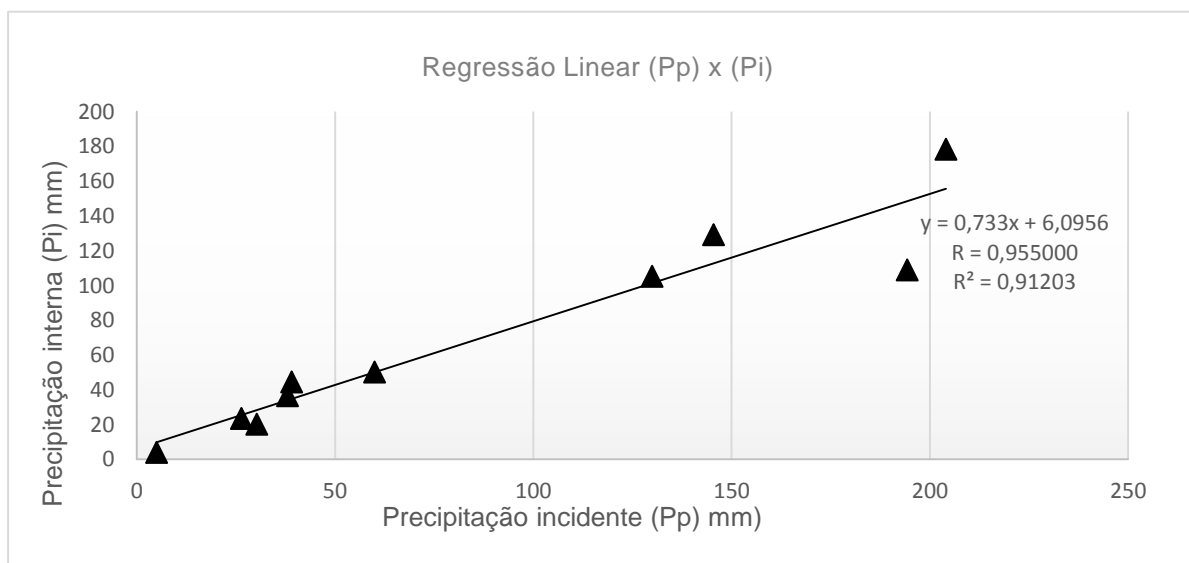


FIGURA 31. Correlação e Regressão linear entre os registros de precipitação incidente (P_p) e a precipitação interna (P_i) para o ano de 2011

O valor de (r^2) calculado com um nível de confiança de 95 %, indica que 91 % da variabilidade dos valores de precipitação interna observados, podem ter ocorrido em função da variação da precipitação da (Pp) ocorrida acima das copas e que 9% da variação na precipitação interna esteve relacionado a outros fatores, como exemplo a arquitetura e densidade de plantas, topografia e características das chuvas e outros. Esta relação entre as variáveis de precipitação ocorrida na bacia experimental podem ser observadas, também pelos dados da (Figura 32) Através das barras da figura as maiores precipitações registradas na área, ocorreram, justamente, nos meses mais frios onde, normalmente, não chove muito. Isto se deve à influência exercida pelos fenômenos climáticos como Laninhã e o El Niño que exerceram controle sobre os eventos de precipitação pluviométrica na região (INMET, 2012).

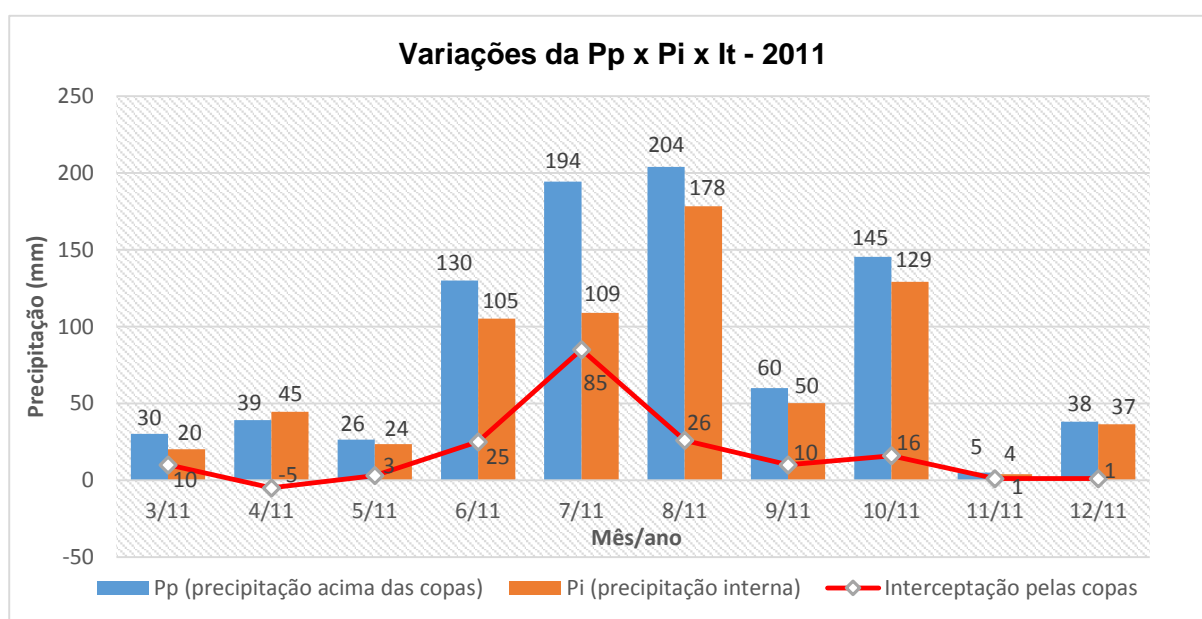


FIGURA 32. Relação entre as alturas de precipitação incidente (Pp), precipitação interna (Pi) e Interceptação (It) para o ano de 2011

Através da (Figura 32), se observa a relação dos dados de (Pp e Pi), pois a medida que aumentou a altura de precipitação incidente, houve um aumento da altura da precipitação interna, bem como as menores alturas de (Pi) ocorreram quando houve os menores registros de (Pp). Mesmo nos menores registros de precipitação incidente, a precipitação interna, também foi alta. A exceção é observada para o mês 4/11 onde ($Pi > Pp$), isto ocorreu possivelmente devido a fatores relacionados à arquitetura das plantas. A (Tabela 20), traz o resumo da precipitação ocorrida na bacia experimental em 2012.

Tabela 20. Tabela síntese da precipitação (Pp), (Pi), (It) para o ano de 2012

2012	(Pp) Média diária	(Pp) Acumulada mensal	(Pi) Média diária	(Pi) Acumulada mensal	(It) Média diária	(It) Acumulada mensal
	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)
12/01/12	52,00		59,20		0,00	
16/01/12	66,00		49,00		16,90	
24/01/12	13,00		9,80		3,60	
27/01/12	11,00	141,00	8,60	126,60	1,88	22,00
13/02/12	76,00		73,10		3,09	
15/02/12	12,00		9,70		2,05	
20/02/12	6,00		4,80		1,46	
23/02/12	40,00	134,00	30,50	118,10	9,11	16,00
14/03/12	11,00		3,30		1,30	
16/03/12	12,00		8,40		3,36	
28/03/12	20,00	43,00	26,30	38,00	0,00	5,00
09/04/12	38,00		31,60		6,52	
16/04/12	16,00		11,30		4,92	
27/04/12	22,00	76,00	17,30	60,20	4,59	16,00
12/05/12	12,00		8,70		3,49	
25/05/12	38,00	50,00	29,30	38,00	8,33	12,00
01/06/12	23,00		16,10		7,36	
05/06/12	118,00		91,00		26,6	
11/06/12	42,00		31,60		10,04	
19/06/12	20,00		12,80		7,03	
25/06/12	11,00	213,00	9,20	160,00	1,79	53,00
09/07/12	33,00		26,20		6,55	
12/07/12	21,00		16,30		4,69	
19/07/12	26,00		21,00		5,25	
30/07/12	17,00	97,00	13,30	76,80	3,72	20,00
27/08/12	23,00	23,00	19,70	19,70	2,91	3,00
12/09/12	10,00		5,70		4,45	
21/09/12	31,00		34,80		0,32	
25/09/12	9,00	50,00	6,40	47,00	0,00	5,00
02/10/12	11,00		9,00		1,74	
10/10/12	8,00		5,80		2,47	
11/10/12	14,00		11,20		2,38	
19/10/12	77,00		70,10		7,11	
22/10/12	12,00		8,60		3,07	
27/10/12	33,00		26,40		6,79	
31/10/12	8,00	163,00	5,80	136,90	2,47	26,00
10/11/12	16,00		13,00		3,35	
27/11/12	23,00	39,00	22,40	35,40	0,65	4,00
03/12/12	53,00		41,20		11,92	
11/12/12	23,00		19,60		3,07	
17/12/12	8,00		8,00		0,47	
19/12/12	21,00		21,60		0,00	
22/12/12	24,00	129,00	19,00	109,40	4,90	20,3
Total (mm)		1158,00		966,1		202,30

Na tabela, são apresentadas as variações das alturas de precipitação (Pp), (Pi) e (It). A altura total de precipitação incidente na bacia foi de 1158 mm. Já a quantidade de chuva que conseguiu atravessar o dossel e atingir o piso florestal, neste ano, foi de 966 mm. Apenas, 202 mm representaram a quantidade de chuva interceptada pela copa das árvores em 2012, em média, 83 % da precipitação que incidiu sobre a bacia durante o ano, consegui ultrapassar a copa das árvores para atingir o piso florestal, para representar a (Pi). Durante este período, o coeficiente de correlação de Pearson foi superior em relação ao ano anterior, reafirmando a variação temporal que ocorre com fenômenos de precipitação (Figura 33).

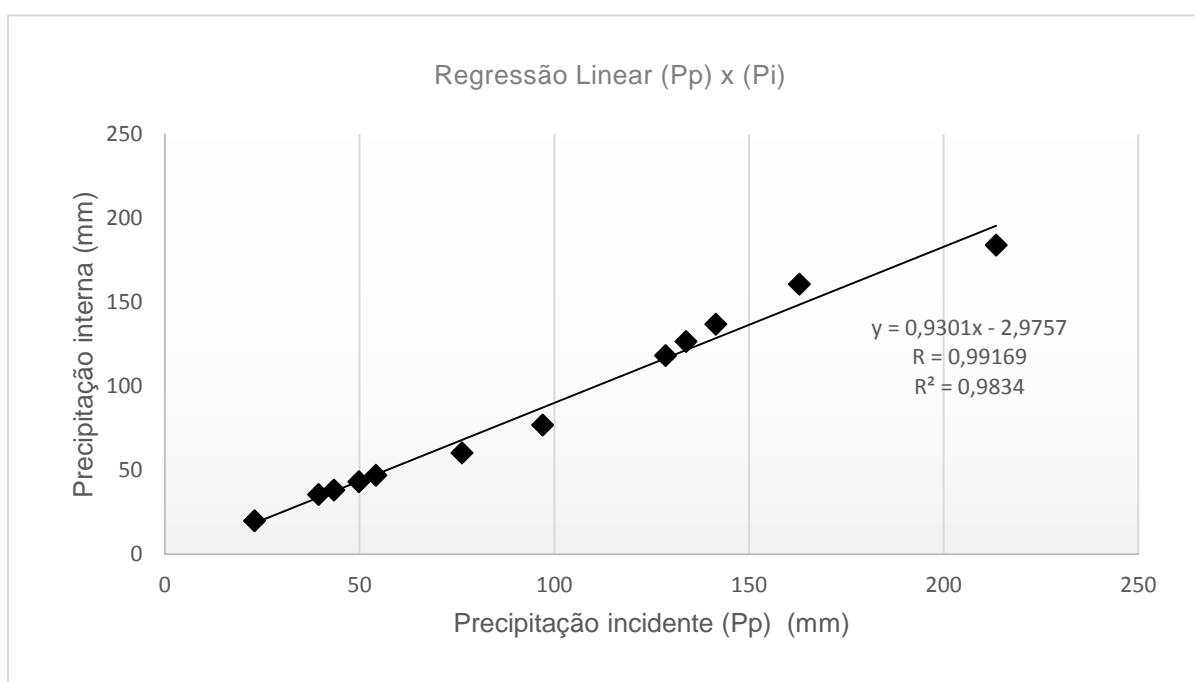


FIGURA 33. Correlação e Regressão linear entre os registros de precipitação incidente (Pp) e a precipitação interna (Pi) para o ano de 2012.

A relação entre as variáveis (Pp) e (Pi), também foi positiva, indicando que a correlação existente entre elas foi muito forte, e que as duas variáveis estão diretamente relacionadas. (SOUZA, 2012). A correlação entre a precipitação total e a precipitação interna, é observada, também, através do coeficiente de determinação obtido pela regressão linear ao nível de 95 % de confiança. O valor do coeficiente de determinação indica que 98% da variação das alturas de precipitação coletadas no interior da floresta, no ano de 2012, esteve relacionado às características das chuvas que ocorreram acima das copas das árvores e que possivelmente, apenas 2% desta variação ocorreu devido a outros fatores como, arquitetura das plantas, topografia e outros.

Na (Figura 34) observa-se a dependência entre as variáveis (Pp) e (Pi) onde pois através dos registros das maiores alturas de precipitação é observado que houve aumento da incidência de precipitação interna. Mesmo para as menores alturas de precipitação ocorridas na área houve aumento da precipitação interna.

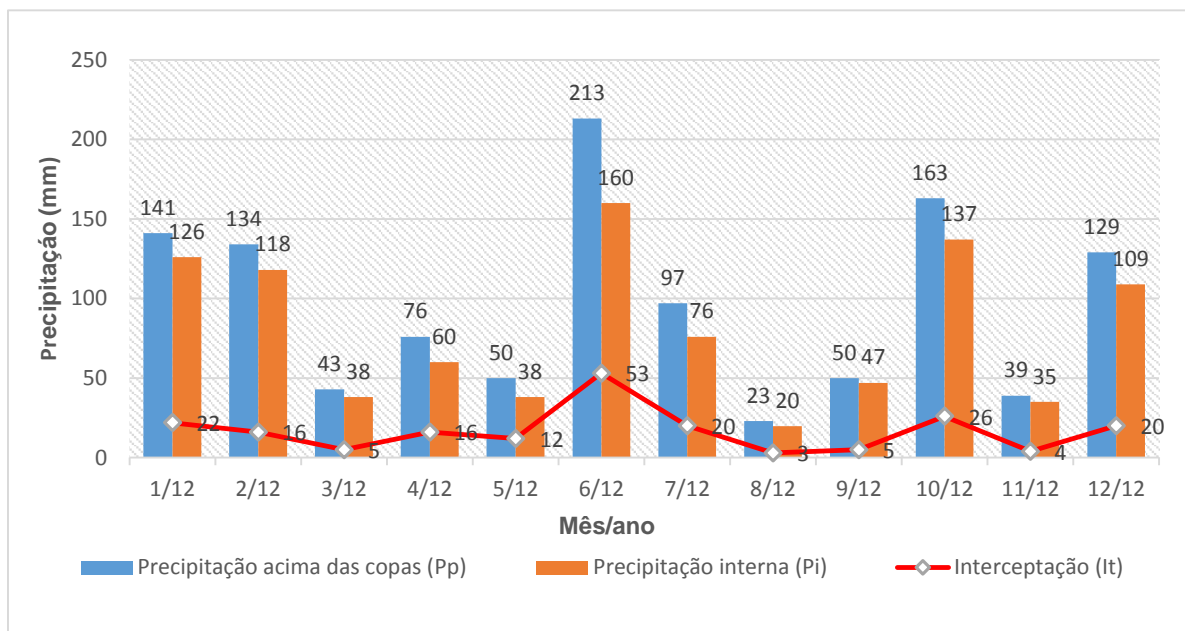


FIGURA 34. Relação entre as alturas de precipitação incidente (Pp), precipitação interna (Pi) e Interceptação (It) para o ano de 2012.

Na (Figura 34), a relação entre as variáveis (Pp), (Pi) e (If) é representada através do da variação de tamanho das barras. Observa-se que, também, houve uma condição atípica de precipitação para o inverno de 2012, porque o total de chuva registrado para o mês de junho ficou acima da média climatológica normal, para a época. A interceptação pelo dossel da floresta obteve o menor valor percentual, ficou com apenas 17% da (Pp) total acumulada. Ao analisar os resultados apresentados para os dois anos de monitoramento da precipitação na bacia experimental, é possível constatar que a parcela da chuva que conseguiu ultrapassar a barreira criada pelo dossel florestal, representou uma grande parte da precipitação total ocorrida na bacia.

Esta constatação, também foi observada em trabalhos que procuraram separar e quantificar as diferentes frações de chuva em bacia hidrográficas. Thomaz, 2005, ao realizar experimento com a instalação aleatória de 42 pluviômetros, obteve um alto coeficiente de determinação ($r^2=0,9722$) comparando precipitação externa com a precipitação interna de uma floresta secundária com araucárias. Ele observou uma correlação positiva entre as alturas de precipitação e

o aumento da precipitação interna à medida que houve incremento na quantidade de precipitação total acima do dossel florestal. Em sua pesquisa, a precipitação interna representou 77% e a interceptação pelas copas 23% do montante de chuva precipitado na área. Em pesquisa realizada por Arcova *et al.* (2003), ao analisarem a interceptação pluviométrica em uma bacia experimental na Mata Atlântica, observaram que no período chuvoso a quantidade de precipitação que consegue atingir o piso florestal, fica em torno de 80% do total de chuva total.

Bruijnzeel, (1990) relata que de maneira geral, para florestas tropicais, as diferenças de precipitação interna (P_i), oscilam entre 75% e 96% da precipitação (P_p) incidente acima do dossel florestal. A fração do total de precipitação que é convertida em escoamento pelos troncos pode oscilar entre 1% e 2% do volume total incidente acima do dossel, e o total interceptado pela vegetação varia entre 4,5% e 24% do montante chuva.

4.6 CALIBRAÇÃO DA EQUAÇÃO DE THOMPSON E MONITORAMENTO DA VAZÃO

O escoamento superficial ocorrido na bacia experimental que foi monitorado através das medições das vazões registradas no vertedouro triangular, serviu como instrumento de avaliação da interação entre os fenômenos de precipitação, ocorridos na área de estudo, e as condições do meio físico. As diferenças que ocorreram entre as vazões registradas, demonstraram a complexidade da relação entre todos os fatores, dos climáticos aos fisiográficos que, de alguma maneira, interagiram para que houvesse a produção de deflúvio na bacia experimental. Os resultados da calibração do vertedouro triangular de Thompson realizada através do método volumétrico são apresentados na (Tabela 21) e o no (Anexo 4). Ambos trazem, também, os resultados do deflúvio registrado na bacia experimental durante o ano de 2011. São apresentados os valores das vazões calculadas pelo método volumétrico que foram medidas, diretamente, no vertedouro em cada evento de precipitação pluviométrica.

As vazões medidas em campo, foram utilizadas para realizar a calibração da equação do vertedouro de Thompson (HORN, 2012). Para cada vazão registrada no exutório da bacia, foi medida a sua respectiva altura ou cota (h) da lâmina de água no vertedouro. Os valores medidos foram utilizados na equação do vertedouro de

ângulo reto ou de Thompson para que fossem obtidas as vazões calculadas. Os resultados das vazões medidas no vertedouro e os calculados através da equação, foram submetidos a teste de dispersão onde os valores de desvio padrão apresentados na tabela demonstram a pouca variação entre as vazões medidas no local e as calculadas pela equação. A relação entre as vazões, também, é representada pelos altos valores de correlação pelas duas variáveis ($r = 0,99$) e realçada pelos baixos valores de desvio padrão, indicando uma pequena variação entre os resultados de vazão medidos e os calculados, validando a metodologia utilizada.

Tabela 21- Desvio padrão para as vazões medidas e calculadas pela equação de Thompson para o ano de 2011.

Mês/ano	Cota (h)(cm)	Q (L/s) Vertedouro	Q(L/s) Thompson	Desvio Padrão
03/2011	1,60	0,02	0,04	0,010
04/2011	1,80	0,06	0,06	0,000
05/2011	2,40	0,13	0,12	0,007
06/2011	2,75	0,19	0,18	0,007
07/2011	3,60	0,64	0,54	0,070
08/2011	3,43	0,36	0,31	0,030
09/2011	5,50	1,06	0,98	0,050
10/2011	3,36	0,31	0,30	0,007
11/2011	1,60	0,05	0,04	0,007
12/2011	1,60	0,05	0,04	0,007

Como os valores das vazões obtidas pela equação foram gerados em função das cotas de água medidas no vertedouro, foi possível, construir a curva de calibração da equação ou curva chave (Figura 35).

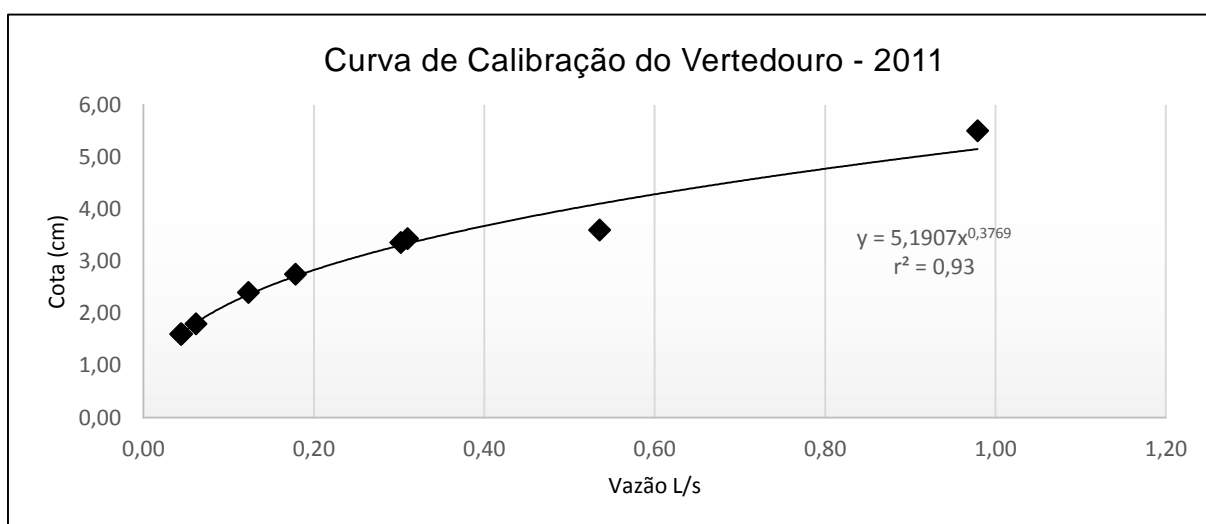


FIGURA 35 – Curva de calibração da equação de Thompson em função das cotas medidas nos eventos pluviométricos registrados em 2011.

A alta correlação entre as vazões medidas pelo método volumétrico e os seus respectivos valores de cota foram fundamentais para a calibração da equação do vertedouro. O valor do coeficiente de determinação apresentado no gráfico indica que as vazões calculadas tem uma forte representatividade das vazões que foram registradas no vertedouro pelo método volumétrico.

A forma da curva e seu coeficiente de determinação indicam que o aumento nos valores da vazão calculada esteve ligado ao aumento das alturas de lâminas de água medidas no vertedouro. Isso significa que a equação calibrada pode ser utilizada para a determinação de outras vazões em função de novos eventos de precipitação pluviométrica, necessitando apenas de novas medidas cota (h) da água.

A (Tabela 22), e o (Anexo 4) trazem os valores de desvio padrão para os resultados das vazões medidas e aquelas calculadas pela equação do vertedouro triangular de ângulo reto referente ao ano de 2012.

Tabela 22. Desvio padrão para as vazões medidas e calculadas pela equação de Thompson para o ano de 2012.

Mês/ano	Cota (cm)	Q (L/s) Vertedouro	Q(L/s) Thompson	Desvio Padrão
01/2012	5,9	1,10	1,150	0,035
02/2012	6,5	1,39	1,500	0,078
03/2012	6,0	0,96	1,227	0,189
04/2012	4,0	0,61	0,662	0,037
05/2012	3,1	0,33	0,273	0,040
06/2012	5,8	1,76	1,646	0,081
07/2012	3,6	0,35	0,378	0,020
08/2012	1,6	0,05	0,044	0,004
09/2012	2,0	0,14	0,106	0,024
10/2012	2,1	0,14	0,095	0,032
11/2012	1,8	0,08	0,061	0,013
12/2012	2,0	0,11	0,086	0,017

Os resultados apresentados na (Tabela 22) indicam que também para o ano de 2012, as vazões calculadas com a utilização das cotas (h) medidas em campo, produziram valores próximos daqueles registrados no vertedouro, isto pode ser observado através dos valores de desvio padrão que para os dois anos avaliados foi bastante baixo, sendo que os valores mais elevados são observados quando houve a utilização das cotas mais altas medidas no vértice do vertedouro triangular. As vazões obtidas pelo método volumétrico, no segundo ano de avaliação, também

apresentaram alta correlação em relação às aquelas calculadas pela equação do vertedouro ($r = 0,99$). A curva de calibração da equação para este ano é apresentada na (Figura 36). Ao se analisar a curva, também é possível observar que existe uma forte relação entre as vazões calculadas pela equação de Thompson e os valores de cota da água medidos durante a medição da vazão real pelo método volumétrico. O coeficiente de determinação indica que a variabilidade das vazões medidas ocorreu em função da variação das alturas das lâminas de água (h) no vertedouro. Isso, também, indica a confiabilidade da utilização da equação de Thompson para a determinação de novos valores de vazão necessitando apenas de valores de cota medidos em campo.

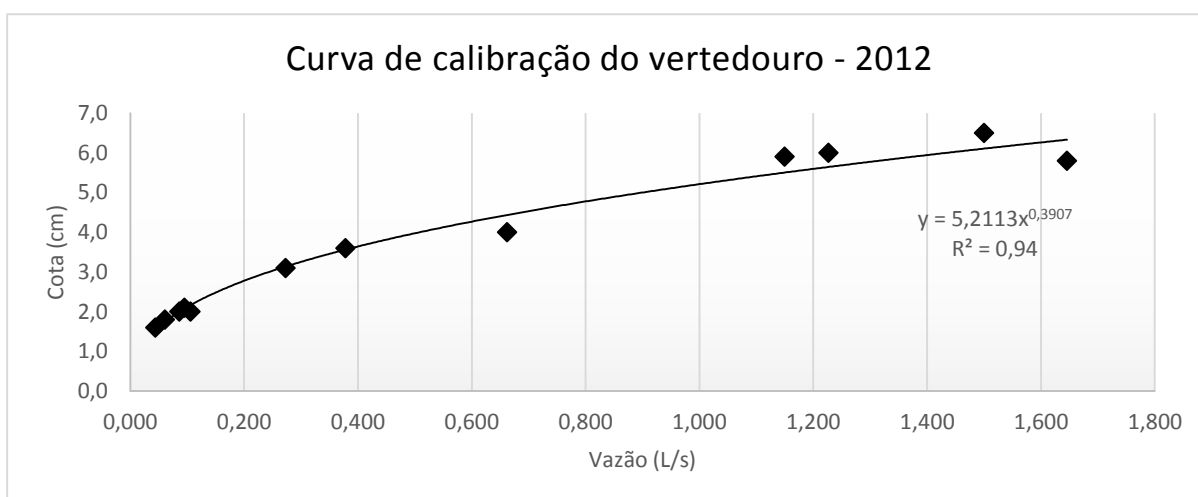


FIGURA 36 – Curva de calibração da equação de Thompson em função das cotas medidas nos eventos pluviométricos registrados em 2012.

4.7. RELAÇÃO DA VAZÃO (Q) COM AS PRECIPITAÇÕES INTERNAS (P_i) e EXTERNAS (P_p).

Sabe-se que o escoamento superficial, responsável pelo incremento da vazão, em uma bacia hidrográfica tem relação direta com a distribuição da precipitação pluvial e suas características, com o padrão de vegetação e com a drenagem do solo. Por esta razão, representa uma das mais importantes fases do ciclo hidrológico. Sua importância ocorre, também, porque a maioria dos estudos sobre este assunto está ligada ao aproveitamento da água superficial e à proteção contra fenômenos como erosão de solo, inundações e os efeitos provocados pelo deslocamento da água na superfície do solo, (JÚNIOR, 2012).

O deflúvio mensal gerado pela precipitação incidente na bacia experimental (Pp), observado no ano de 2011 e apresentado na (Figura 37), resulta da interação de vários fatores climáticos e fisiográficos. As médias mensais das vazões ocorridas em 2011 apresentam uma tendência de acompanhar os eventos de precipitação para o mesmo período avaliado.

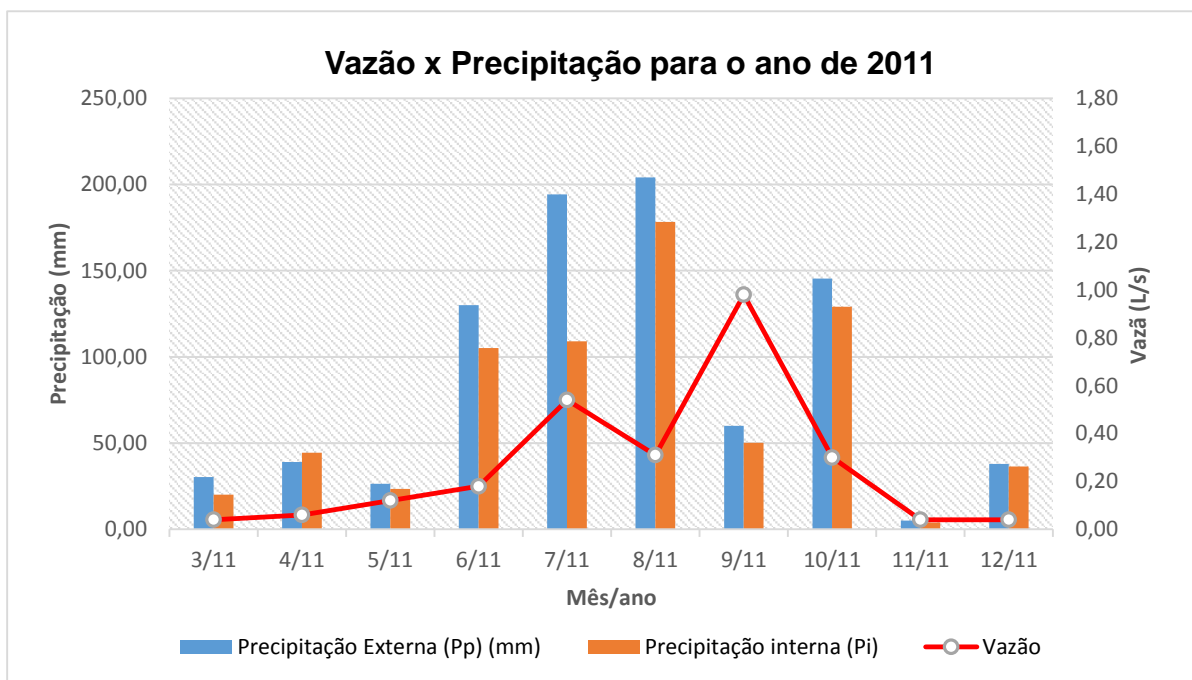


FIGURA 37. Distribuição da vazão média mensal produzida em 2011.

Porém, as baixas correlações entre os dados de vazão e as alturas de precipitação, $(Q) \times (Pp)$ ($r = 0,37$) e $(Q) \times (Pi)$ ($r = 0,30$), indicam que os aumentos de vazão não foram tão expressivos em relação aos aumentos de precipitação, não havendo uma resposta direta da vazão em relação ao evento de chuva.

Na (Figura 38) é possível observar a relação entre o escoamento superficial, registrado sob a forma de vazão, e as precipitações (Pp) e (Pi) para o ano de 2012. Através do gráfico pode ser observado que a relação da vazão tanto com a precipitação externa, quanto com a precipitação interna foi semelhante ao desempenho apresentado entre as mesmas variáveis no ano de 2011. Em todos os meses monitorados em 2012, também, houve, apenas, uma tendência de incremento da vazão em relação aos eventos de precipitação. Porém, quando se analisam os valores das correlações entre as variáveis, se observa que houve uma correlação moderada entre elas: $Q \times Pp$ ($r = 0,51$) e $Q \times Pi$ ($r = 0,48$). Embora, as correlações para o ano de 2012 tenham sido melhores do que em 2011, observa-se

que, em alguns meses, a vazão simplesmente não respondeu aos eventos de precipitação pluvial.

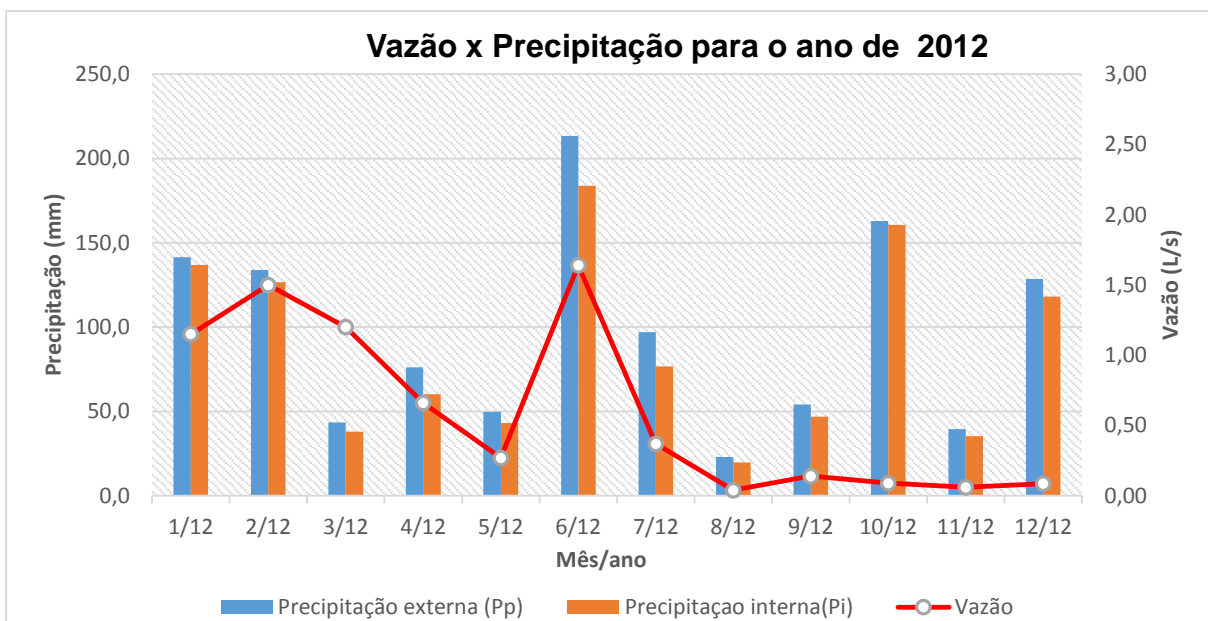


FIGURA 38. Distribuição da vazão média mensal produzida em 2012.

Este fato, observado para os dois anos da pesquisa, pode estar relacionado ao baixo acúmulo de água no solo proporcionado pelas baixas lâminas de chuva precipitadas nos meses anteriores. Como é caso de 10/12, onde mesmo com um alto acúmulo mensal de chuva, a umidade antecedente do solo pode não ter sido suficiente para proporcionar incrementos de vazão naquele mês. Já em 3/12, as chuvas ocorridas nos dois meses anteriores, podem ter contribuído para incrementar a umidade antecedente do solo fazendo com que as chuvas acumuladas neste mês, mesmo sendo baixas, proporcionassem maiores incrementos da vazão média em 3/12.

Esta constatação também foi feita por Freitas *et al.* (2013), em pesquisa desenvolvida para avaliar a distribuição da água de chuva em um fragmento de mata atlântica. Relatou que os valores de escoamento superficial variaram de acordo com o volume precipitado, embora, tais, valores não tenham sido proporcionais às alturas de chuvas precipitadas em sua área de estudo. Em pesquisa realizada por Carvalho (2011), em talhões com clones de eucalipto, na Bacia Hidrográfica do Riacho Fundo-MG, foi avaliada a recarga de água no solo através de monitoramento da precipitação efetiva, infiltração de água no solo e nível freático. Nesta pesquisa, foi constatado que os valores de escoamentos superficiais foram baixos em relação à precipitação efetiva em cada mês monitorado, onde os volumes escoados não chegaram a

representar 1% desta precipitação registrada nos anos de 2008 e 2010. A autora, relata que variações do escoamento superficial registradas nas parcelas de sua pesquisa, ocorreram em função das características de solo, declividade do terreno, à cobertura florestal e de sub bosque, bem como, aos clones de eucalipto utilizados.

Na bacia experimental, as diferenças nas vazões observadas em ambos os gráficos (Figuras 37 e 38) exprimem a influência de fatores, como a cobertura vegetal, topografia, fenômenos climáticos, geologia, tipologia de solo, relatados em literatura técnico-científica, sobre a distribuição da água em bacias hidrográficas. Araújo Neto *et al.* (2013), relatam que a relação existente entre o padrão de cobertura vegetal e o processo de geração de escoamento superficial, não está atrelada somente à quantidade de cobertura proporcionada pela vegetação, mas deve ser considerado o efeito causado pelas diferenças estruturais das plantas. Por isso, bacias vertentes podem assumir características muito distintas devido a atributos, climáticos, físicos e biológicos. Coelho (2001), relata que sub bacias podem apresentar contribuições hidrológicas distintas mesmo apresentando superfícies similares, devido a ocorrência de vários fatores que regem a dinâmica e distribuição da água. Para Faria (1996), a ocorrência de alterações em apenas alguns destes fatores podem acarretar mudanças no comportamento hidrológico influenciando na regulação da vazão dos rios.

Alencar *et al.* (2006), em pesquisa que avaliou a influência da precipitação no escoamento superficial em micro bacia no Distrito Federal, constataram que ao relacionar as maiores lâminas de escoamento superficial com os respectivos valores de precipitação, intensidade de precipitação e precipitação antecedente, as lâminas de vazão não estiveram, necessariamente, associadas aos maiores valores das variáveis que envolviam precipitação. Estes autores relatam que a ocorrência de escoamento superficial não pode ser explicada por uma única variável, no caso a precipitação, embora eles tenham observado que as maiores lâminas de escoamento superficial estiveram associadas aos maiores valores de chuva.

Também, para Penman (1963), a quantidade de água, que representa o escoamento superficial, é dependente de outros fatores como os de natureza geológica e climática, bem como, das características fisiográficas da área em que está inserida a bacia hidrográfica. Para o autor, a área e as declividades acentuadas do relevo, a existência de depressões, o tipo de solo, a umidade antecedente do

mesmo, as características da vegetação, a quantidade e a intensidade da precipitação, formam um conjunto de fatores que influenciam na geração de escoamento superficial.

Como não foi constatada a ocorrência de escoamento direto nas áreas da bacia experimental ocupadas por cambissolos, o escoamento da chuva ocorreu, somente, nas áreas onde a velocidade de infiltração de água no solo não foi tão expressiva. Estas áreas, verificadas na bacia, são citadas na literatura como Áreas Variáveis de Afluência (AVA's). Elas ocorrem em pontos isolados área de estudo, fazendo com que apenas parte da bacia produza, efetivamente, o escoamento direto. O comportamento hidrológico das AVA's é influenciado pela presença de solos hidromórficos como os gleissolos e os neossolos flúvicos. Nestes locais foi averiguado através de tradagem, que o nível do aquífero freático, se encontrava entre 30 a 40 cm de profundidade na maior parte dos anos avaliados.

Na AVA à montante do vertedouro, a existência da nascente que caracteriza a bacia experimental como sendo de primeira ordem Horton (1933), garantiu um fluxo de água no curso principal o ano todo. Mesmo nas épocas de estiagem foi possível observar o escoamento superficial da água nas AVA's que ocorre, também, em função do escoamento de base advindo da precipitação que infiltra no solo nas partes mais altas da bacia, onde predominam os cambissolos (áreas de recarga do aquífero).

4.8 MONITORAMENTO DO NÍVEL FREÁTICO ATRAVÉS DOS POÇOS HÍDRICOS.

A oscilação dos níveis da água subterrânea medida nos poços hídricos de monitoramento é apresentada nas (Figura 39). É observado através das barras da figura, que nem todos os poços de monitoramento responderam de maneira direta e com a mesma intensidade aos eventos de precipitação total. A variação do nível freático da bacia, tal qual foi observado para a oscilação de vazão, também, foi fortemente influenciada pelos fatores fisiográficos locais, tais como: solo, vegetação, orografia e outros. As barras mais curtas, do gráfico, representam o nível da água mais próximo da superfície do solo. É observado, pelas diferenças de comprimentos entre as barras, que o nível da água variou de maneira diferente em resposta a cada evento de precipitação. Em geral, nos meses que apresentaram os maiores

acumulados de precipitação incidente (Pp), o nível da água, nos poços, esteve mais próximo da superfície do solo.

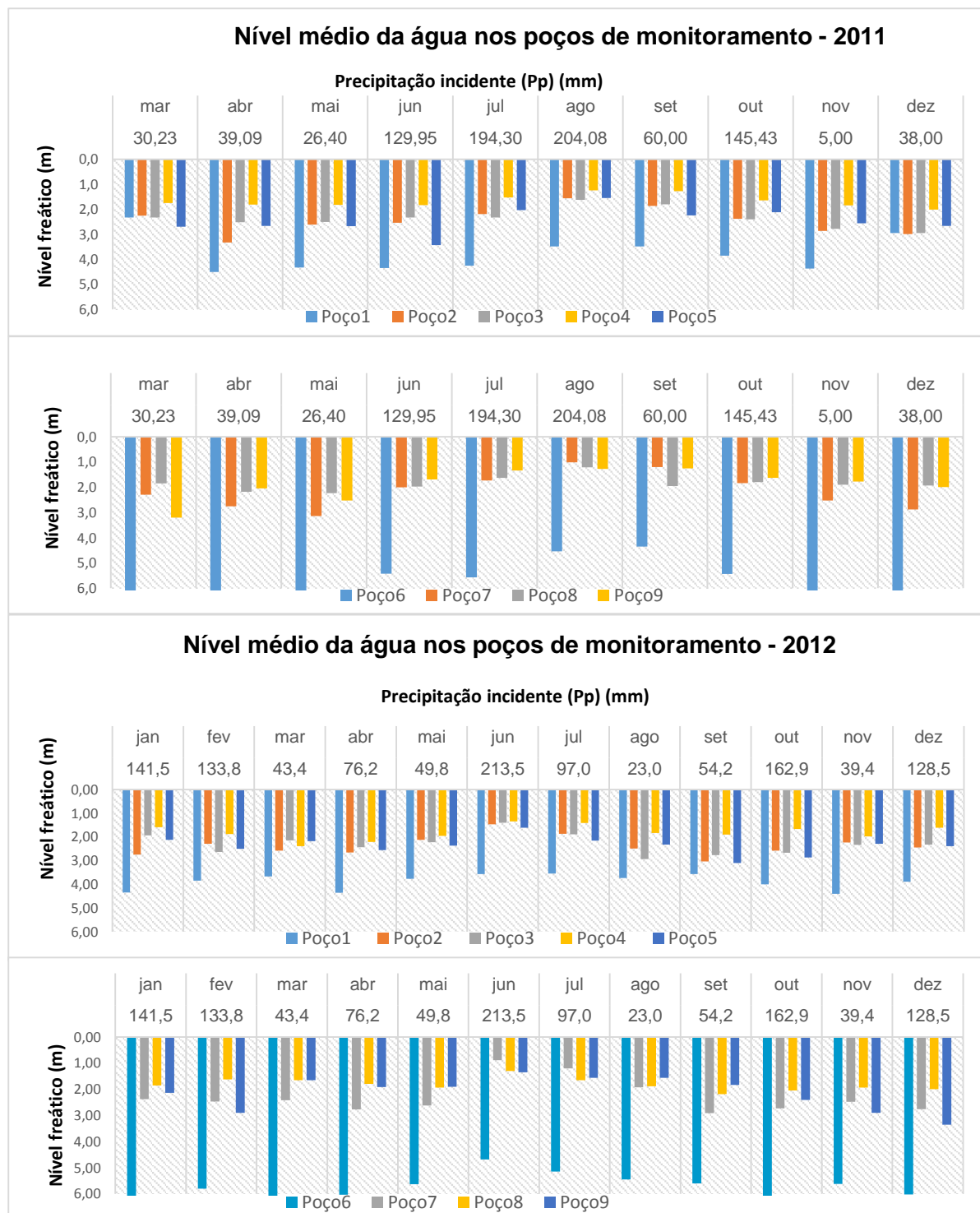


FIGURA 39. Variação do nível freático.

Mesmo assim, nem todos os poços apresentaram um aumento uniforme na quantidade de água em seu interior. A variação de umidade de solo, antecedente a aos eventos de chuva, e a declividade da bacia são exemplos de fatores que influenciaram na oscilação do nível da água dentro dos poços.

Dois locais tiveram um comportamento diferenciado em relação à esta oscilação. A variação do nível d'água, observada no poço 01 (P1) (Figura 40) foi fortemente influenciada pelas características físicas do solo local. A profundidade média em que se encontrou o nível da água neste poço (em 2011 e 2012) foi de 3,83 m. O valor de desvio padrão ($S = 0,072$) indicou uma baixa diferença de variação entre os níveis de água neste poço nos dois anos avaliados.



FIGURA 40. Poço 1 localizado em área de solo antrópico com respectivo perfil.
Fonte: autor (2011)

As diferenças de nível freático do poço (P1) em relação ao nível dos demais poços da bacia, provavelmente, ocorreram em função das características físicas do solo. Por se tratar de uma área altamente antropizada, a grande quantidade de pedras, misturas de camadas solos e a alta compactação do terreno terraplanado, além de dificultarem a utilização de equipamentos (para a estudos físicos de solo) não permitiu que fossem realizados testes de infiltração na área, pois em muitos pontos testados a água não infiltrou no solo.

Outro poço problema, onde foi observada pouca resposta do nível freático em relação aos eventos de precipitação, foi o poço 6 (P6) (Figura 41). A média mensal da profundidade em que se encontrou o nível da água neste local (em 2011 e 2012) foi de 5,80 m. O desvio padrão encontrado entre os níveis médios da água nestes dois anos, também, foi baixo ($S = 0,022$) indicando que os níveis pouco variaram neste período. Embora, o local esteja em área de cambissolos, com alta capacidade de drenagem, acredita-se que a existência de algum fenômeno físico, como fraturas

do material geológico, ocorrendo em profundidade, possa ser um dos motivos que justifique a baixa resposta do nível freático aos eventos de precipitação. O nível do aquífero neste poços, foi o mais baixo, registrado na pesquisa.



FIGURA 41. Poço 6 localizado em área de cambissolo com respectivo perfil.
Fonte: autor (2011).

Na (Tabela 23) são apresentados os valores médios da profundidade do nível da água em todos os poços durante os dois anos de monitoramento. Os poços 4 e 8 foram os que apresentaram as menores médias de profundidades do nível freático em relação aos demais. Esta variação, no nível da água subterrânea, também, pode representar a interação de todos os fatores fisiográficos que influenciam no ciclo hidrológico em ambiente florestal.

Tabela 23. Média e desvio padrão da profundidade do nível freático.

POÇOS HÍDRICOS DE MONITORAMENTO									
Ano	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9
	Profundidade média anual								
2011	3,88	2,37	2,30	1,81	2,36	5,78	2,29	1,82	2,12
2012	3,78	2,45	2,35	1,67	2,45	5,87	2,13	1,86	1,86
Desvios	0,07	0,05	0,03	0,09	0,06	0,02	0,11	0,02	0,18

A chuva foi a principal fonte de recarga do aquífero freático na bacia, a oscilação do nível da água observada nesta pesquisa, ressalta a importância dos fenômenos climáticos para o abastecimento e produção de água em bacias hidrográficas. A baixa resposta do nível d'água, principalmente no poço P1, em relação aos eventos de precipitação, indica o efeito negativo da intervenção antrópica em pequenas bacias hidrográficas, principalmente em relação ao uso do

solo. O poço 1, serve como exemplo de como a ação antrópica pode influir na variação da dinâmica da água. Neste caso, a decharacterização do solo, pela terraplanagem, refletiu na variação do nível da água no poço.

Alguns trabalhos relatam a ocorrência da variação do nível freático em função das características do meio físico. Em pesquisa realizada por Ramos *et al.* (2009), - em zona ripária de Mata Atlântica com finalidade de monitorar o nível freático, os autores averiguaram que a variação do nível d'água teve influência do relevo ondulado na bacia estudada. Constataram que a profundidade do aquífero em relação à superfície do solo aumentava, a medida que a localização dos poços de monitoramento se afastava da margem do rio principal. Dambros e Silva (2014), avaliando o comportamento do nível da água subterrânea, em sub-bacia com afloramento rochoso, observaram que a água advinda do aquífero, localizado à montante, contribuiu para o aumento do nível d'água nos poços instalados nas cotas mais baixas do terreno.

4.9 MÉTODO DE CURVA NÚMERO OU NÚMEROS HIDROLÓGICOS

4.9.1 Enquadramento da Bacia Experimental ao Curva Número

Os valores de curva número (CN) da bacia experimental foram determinados, principalmente, em função de suas características físico-hídricas. Como a principal finalidade da pesquisa foi avaliar a utilização deste método na estimativa da precipitação efetiva (Pe), foi necessário adaptá-lo de acordo com as reais condições fisiográficas da bacia experimental.

A adaptação foi necessária porque o parâmetro CN é obtido, especialmente, em função das condições de uso e ocupação do solo e do grupo hidrológico ao qual ele pertence. Entretanto, cada um destes fatores pode apresentar variações dentro de uma bacia hidrográfica, principalmente, porque a dispersão espacial do solo pode ocorrer, até mesmo, em pequenas áreas (CECÍLIO *et al.*, 2003). Também, a variabilidade na sua condutividade hidráulica ocorre, não somente, entre diferentes classes de solos, mas valores inconstantes podem ocorrer dentro de uma mesma classe (CADIMA, *et al.*, 1980) Portanto, a alta variação do meio físico pode tornar difícil a obtenção de valores acurados de CN para todas as áreas de uma bacia hidrográfica, consequentemente, a escolha de números de curva que não

representem as reais características do ambiente, pode gerar erros de estimativas quando o Método de Curva Número for utilizado (HAWKINS, 1975; GROVE *et al.*, 1998).

Baseando-se nestas questões, as características dos solos da bacia experimental foram analisadas, de maneira específica, em relação aos seus atributos físico-hídricos. Tal procedimento foi necessário para a determinação dos números hidrológicos referentes às tipologias de solos e seu uso e ocupação na área de estudo. Inicialmente, para todas as classes de solos, foi identificado o seu respectivo grupo hidrológico através da (Tabela 2) da pg. 68. Os solos hidromórficos, que pertencem à classe dos gleissolos, (que podem ocorrer na área associados a neossolos flúvicos) ocupam uma área menor na bacia. Estão alocados nos locais denominados de Áreas Variáveis de Afluência (AVA's), ambientes de solos, predominantemente, argilosos e hidromórficos. Existem duas áreas de afluência variável na bacia. Naquela, localizada no seu exutório, os solos apresentam um teor médio de argila de 51%, silte 30% e areia 20%, para uma camada de 60 cm de solo. Para a (AVA), onde se localiza a nascente, o percentual médio de argila, silte e areia é, respectivamente, 55%, 22% e 23%, para a mesma profundidade de camada, 60 cm. Como as características de textura, capacidade de drenagem e hidromorfismo são fatores importantes considerados pelo método (quando se pretende determinar o grupo hidrológico ao qual um determinado solo pertence) os gleissolos das AVA's foram enquadrados no grupo hidrológico **C** (Tabela 2).

Uma segunda área delimitada na bacia é composta por solo que sofreu ação antrópica. Trata-se de um local que apresentou um teor médio de argila, silte e areia de 51%, 28% e 32%, respectivamente, para uma camada de solo de 60 cm. Nesta área, não houve a possibilidade de realização dos e ensaios de infiltração, em função da mistura de material que compõem o perfil do solo (Figura 41) da pag.116. Portanto, o solo antrópico do local foi enquadrado no grupo hidrológico **C** por apresentar uma superfície dura de difícil infiltração de água (Tabela 2).

A maior parte da área experimental é ocupada pela classe dos cambissolos, 78,8% da área total. De acordo com o triângulo textural do Ábaco, o teor médio de 50% argila, 21% de silte e 30% de areia, confere o caráter argiloso para os solos nesta parte da bacia. Naturalmente, o Método de Curva Número insere solos argilosos, como os cambissolos, em grupos hidrológicos de baixa capacidade de

drenagem, como o grupo **C**. Porém, como o objetivo desta pesquisa foi adaptar o método às condições físico-hídricas dos solos da bacia, os cambissolos foram enquadrados, também, no grupo hidrológico **A**. Isso representou a adaptação do Curva Número às reais condições de drenagem da área.

Este procedimento foi possível devido à realização de estudos dos atributos físicos de solo (principalmente textura e estrutura) e pelo ótimo desempenho de sua capacidade de drenagem, avaliada através dos ensaios de infiltração realizados na área experimental. Pelos resultados apresentados foi possível identificar que, mesmo se tratando de solos argilosos, os cambissolos apresentaram boa drenagem e por esta razão, foram enquadrados no grupo hidrológico **A** do método, o qual é destinado para solos com baixo teor de argila e com alta capacidade de drenagem. Uma boa drenagem ocorrida em solos argilosos, também é discutida e trabalhos técnicos como Pott (2002); Mesquita e Moraes (2004); Oliveira *et al.* (2010); Vieira José *et al.* (2013).

Após o enquadramento dos solos da bacia aos grupos hidrológicos do Curva Número, foram determinados os valores dos números das curvas hidrológicas (CN) para todas as tipologias de solos encontradas na área (Tabela 6) da pg. 72. Para isso, foi considerado, além do grupo hidrológico, também, o estado de preservação da vegetação ocorrente na bacia experimental. Devido às características do meio físico, (Floresta Aluvial, considerada esparsa e solos no grupo hidrológico **C**) o valor de CN, determinado para as Áreas Variáveis de Afluência, foi o 78 (Tabelas 6, 24 e 25). O número de curva, adotado para a área com solo antrópico, foi o CN=90, mesmo valor indicado para chácaras e estradas com superfícies duras (Tabelas 6, 24 e 25).

Para a área ocupada por cambissolos, foram determinados dois valores de CN (obtidos principalmente em função do estado de conservação da vegetação e dos dois grupos hidrológicos aos quais este solo foi enquadrado). A obtenção do primeiro número de curva se deu pela avaliação visual do estado de conservação da vegetação predominante, Floresta Ombrófila Mista. Esta, foi considerada normal por não apresentar sinais, relevantes, de interferência antrópica. Além do estado de conservação da floresta, o grupo hidrológico do solo foi outro critério utilizado para se determinar os números das curvas para a área de cambissolos. Portanto, o valor

do primeiro número de curva para os cambissolos da bacia experimental foi (CN =70) (Tabelas 6, 24 e 25).

O segundo valor de CN determinado para os cambissolos (CN = 36) foi obtido considerando, além da condição de conservação da vegetação, também que os cambissolos foram enquadrados no grupo hidrológico **A** (Tabelas 6, 24 e 25). Deve-se lembrar de que todos os valores de CN foram determinados, diretamente da (Tabela 6), e que são fornecidos para os solos em condições normais de umidade (NII). Para as demais umidades de solo (NI e NIII), os parâmetros CN foram calculados através das equações fornecidas pelo método.

A (Tabela 24), traz os valores de CN, designados individualmente para cada tipologia de solo encontrada na bacia experimental. Estes foram aplicados nas equações utilizadas pelo método para se estimar: a capacidade de armazenamento de água na bacia (S), a altura de abstração inicial (Po) e a precipitação efetiva (Pe). Nos cálculos utilizou-se a precipitação mensal acumulada (204 mm) registrada na bacia em agosto de 2011. A adaptação do método às condições físico-hídricas dos solos da bacia proporcionou valores diferentes de CN que resultaram em grandes diferenças nos parâmetros estimados.

Isto se observa com os cambissolos inseridos no grupo **A** (cor azul da Tabela 24), pois a quantidade estimada de água (452 mm ou 452 L/m²), armazenada nos locais onde esses solos ocorrem, foi 76% superior à quantidade estimada para a mesma área, quando se utilizou para os cálculos o valor de CN=70 (cor verde). Isto ocorreu porque os cambissolos foram inseridos no grupo hidrológico **C** do método, por isso, somente, 109 mm de lâmina de água foram estimados, segundo a capacidade de armazenamento do complexo solo-vegetação da área de cambissolos

Também, o valor de (S) apresentado para os gleissolos (72 mm), foi 84% inferior ao encontrado para os cambissolos. Neste caso, o resultado pode ser considerado aceitável, já que se trata de solos existentes nas áreas de AVA's, onde o aquífero está mais próximo de sua superfície, o que diminui a capacidade de armazenamento de água nestes locais. Para a quantidade de água armazenada na área antropizada (cor marrom), esta diferença chega a 94%. Valor, também, coerente, pois esta parte da bacia, praticamente, não permite que ocorra infiltração.

Tabela 24. Parâmetros (S), (Po) e (Pe) utilizando, individualmente, os valores de CN encontrados para a bacia experimental

CURVAS NÚMERO - CURVAS HIDROLÓGICAS - Exemplos cálculos para uma chuva de 204 mm.																					
O Número de Curva varia de 0 (zero) a 100 (cem). Para N = 100 temos uma bacia IMPERMEÁVEL o que quer dizer que toda a Precipitação que ocorre, escore ou vira Qd (Escoamento Direto). Para N = 0 Solos completamente Permeáveis.																					
NII = CURVA NÚMERO de solo em situação NORMAL longe da Capacidade de Campo mas também longe do Ponto de Murcha Permanente.																					
S = São as perdas máximas possíveis que depende do tipo de solo, da umidade inicial antes do aguaceiro, da vegetação que sustenta e do tratamento do solo e da cultura. Representa o POTENCIAL MÁXIMO DE RETENÇÃO DE ÁGUA que tem o complexo solo-vegetação. É dado pela fórmula: S (mm) = (25400 ÷ CN) - 254																					
Po = É o LIMITE máximo de umidade a partir do qual começa o Escoamento Superficial ou seja altura mínima de chuva necessária para que se produza o escoamento superficial). Corresponde a ABSTRAÇÃO para o início da subida do hidrograma e vazão, ou seja, a quantidade de água retida por Interceptação, açudes superficiais, evaporação e infiltração antes de iniciar o escoamento superficial. No modelo é dado pela fórmula: Po (mm) = 0,2 S (20% de S) .																					
Pe (ou Es) = É o escoamento superficial REAL que queremos estimar. Este escoamento superficial atinge o leito do rio como Qd (Vazão Direta) do hidrograma de vazão. Se o total de Es escore pela superfície do solo poderá produzir erosão. É dado pela fórmula: Pe (mm) = (Pp - 0,2S)^2 ÷ (Pp + 0,8S) , onde Pp é a Precipitação Incidente na bacia hidrográfica.																					
A (7,62 a 11,4mm/h) - B (3,81 a 7,62mm/h) - C (1,27 a 3,81mm/h) - D (0,00 a 1,27 mm/h) Classes de solo em função do conteúdo de argila, silte, areia (TRIÂNGULO DO U.S.D.A).																					
			N II				S = Saturação máxima possível (mm)				Po = Abstração (mm)				Pe = Es (Qd) (mm)						
Tipo de Uso do Solo			Tipo de Manejo	Condição hidrológica	A	B	C	D	A	B	C	D	A	B	C	D	A	B	C	D	
FLORESTAS (BOSQUES). Corresponde às florestas em estágios avançados de sucessão. Podem ser considerados nesta classe as Florestais Naturais. De acordo com com sua densidade podem ser classificadas em Muito densa, Densa, Médias, Ralas e Muito ralas.			-	Muito pobres	56	75	86	91													
			-	Pobres	46	68	78	84			72				14				137		
			-	Regulares	36	60	70	76	452		109		90		22		23		114		
			-	Boas	26	52	63	69													
			-	Muito boas	15	44	54	61													
Área Antropizada - (Chácaras com estradas de terra)			Condição da superfície		74	84	90	92			28				6				173		
			Superfícies duras																		

Fonte: Adaptado de Rizzi (2014).

Consequentemente, na maior parte desta área, devido à incapacidade de armazenamento do solo, a precipitação efetiva tende a escoar, quase que totalmente, vindo a infiltrar no solo, principalmente, quando atinge as áreas adjacentes onde há a predominância dos cambissolos.

Entretanto, é observado que para a variável (P_o), o método estimou um valor mínimo de 90 mm de chuva, necessários para satisfazer a abstração inicial. Ou seja, esta seria a quantidade mínima de água para ocorrer escoamento superficial na área de cambissolos ao persistir o evento de precipitação. Quando, a classe dos cambissolos foi enquadrada no grupo hidrológico **C**, a quantidade mínima de chuva, necessária para o início do escoamento superficial, diminuiu. Neste caso, o Curva Número estimou uma abstração inicial de apenas 22 mm de precipitação para que, então, possa ocorrer escoamento da água na área de cambissolos. Também, estimou que seriam necessários somente 14 mm de chuva para gerar escoamento superficial na área ocupada pelos gleissolos e, apenas, 6 mm para a água escoar sobre a área de solos antrópicos, ao persistir o evento de precipitação.

Em relação à precipitação efetiva (P_e), o método estimou uma menor lâmina de água a ser escoada, quando os cambissolos foram colocados no grupo hidrológico **A** (23 mm ou 23 L/m²). Porém, quando esta classe de solo foi inserida no grupo **C**, a estimativa de escoamento superficial para a mesma área, aumentou em 79,8%, ou seja, 91 mm a mais. Este incremento na precipitação efetiva estaria atrelado, principalmente, ao caráter argiloso dos cambissolos que atribui a eles uma baixa capacidade de drenagem. Entretanto, na área de estudo, foi observado que, mesmo argilosos, os cambissolos apresentaram alta capacidade de infiltração de água, o que pode ser constatado através dos resultados dos ensaios de velocidade de infiltração. Isto indica que esta estimativa realizada sem a adaptação do método, não reflete a verdadeira capacidade de drenagem dos cambissolos.

As (P_e 's) estimadas para as áreas de gleissolos e de solo antrópico foram superiores às aquelas observadas para as áreas de cambissolos, isso ocorreu graças ao alto valor de CN atribuído a estes locais, principalmente, em função de suas condições de drenagem. Os solos apresentaram algum impedimento à infiltração da água, como quantidade de argila e excesso de umidade em profundidade, características que favorecem o escoamento superficial.

Quando foram utilizados os valores de CN (com os cambissolos no grupo hidrológico **A**) os resultados estimados para os parâmetros (S) e (Po) aumentaram, e a (Pe), apresentou uma redução. Portanto, quando se adaptou o Curva Número, para a bacia, os resultados estimados foram mais coerentes com a realidade do padrão de drenagem e de armazenamento de água dos cambissolos existentes na área. Através destes resultados, se observa que todos os parâmetros calculados com valores de CN, sem a adaptação do método, não produziram resultados totalmente compatíveis com a realidade. Este fato chama a atenção para a necessidade de adaptação ou “calibração” do método em função da escolha correta do parâmetro (CN).

A (Tabela 25), apresenta os valores médios de CN encontrados para a bacia, utilizados com a intenção de se estimar, agora, os valores médios de (S), (Po) e (Pe), conforme prevê o método de Curva Número. São apresentados dois valores médios, pois, como já explicado, os cambissolos foram enquadrados em dois grupos hidrológicos, **A** e **C**. Os valores médios apresentados na (Tabela 25), foram obtidos através de equação, conforme é apresentado no seguinte exemplo de cálculo para o CN médio, sem a adaptação do método:

$$N = \sum(N_i \times a_i) \div A$$

N = número de curva médio.

N_i = número de curva determinado para a área de uso do solo “i” (Tabela 27).

a_i = tamanho da área com tipo de uso e ocupação do solo “i”. (Tabela 27)

A = área total da bacia. (Tabela 27).

$N = (0,03 \times 78 + 0,10 \times 78 + 0,56 \times 90 + 2,78 \times 70) \div 3,5$

N = 74 (valor médio de CN para NII, Tabela 25).

Os demais valores de curva estimados para as unidades NI e NIII foram calculados com as equações 13 e 14 da pag. 71. Desta maneira, foram calculados todos os valores médios de CN para a bacia experimental. É observado que quando os cambissolos da bacia são enquadrados no grupo hidrológico **A**, os valores médios de CN diminuem em relação àqueles obtidos quando os cambissolos são enquadrados no grupo hidrológico **C**. Os valores decrescem em 50%, 38% e 22% respectivamente em relação aos níveis de umidade de solo NI, NII e NIII. Conforme serão apresentados os resultados, será possível observar que esta diminuição nos valores médios de CN influenciou na determinação de todos os parâmetros estimados pelo método, principalmente na quantidade de água (Pe) responsável pelo deflúvio na bacia.

Os valores da precipitação efetiva (P_e), estimados para a bacia experimental, com a utilização do Método de Curva Número, foram comparados aos valores de precipitação interna (P_i) medidos diretamente na área de estudo. A razão pela qual houve tal comparação ocorreu porque a precipitação interna registrada na bacia foi uma das principais fontes de água a contribuir com o escoamento superficial registrado no exutório da bacia. Portanto, os resultados apresentados na sequência, trazem as figuras onde a precipitação interna é confrontada com a precipitação efetiva (P_e) estimada.

TABELA 25. Valores médios de CN para a área total da bacia experimental com e sem a adaptação do Método de Curva Número.

Para todos os solos enquadrados no grupo hidrológico C (sem adaptação do método)					
Uso e Ocupação	Solos	Área (ha)	Valores de CN para os três níveis de umidade do solo		
			NI	NII	NIII
Floresta hidrófila	gleissolos	0,03	60	78	89
Floresta hidrófila	gleissolos	0,10	60	78	89
Área antrópica	solo antrópico	0,56	79	90	95
Floresta ombrófila	cambissolos	2,78	49	<u>70</u>	84
Área Total		3,48			
VALORES MÉDIOS DE CURVA NÚMERO PARA A BACIA EXPERIMENTAL			54	74	86
Para os cambissolos enquadrados no grupo hidrológico A (com a adaptação do método) e os demais solos no grupo C					
Uso e Ocupação	Solos	Área (ha)	Valores de CN para os três níveis de umidade do solo		
			NI	NII	NIII
Floresta hidrófila	gleissolos	0,03	60	78	89
Floresta hidrófila	gleissolos	0,10	60	78	89
Área antrópica	solo antrópico	0,56	79	90	95
Floresta ombrófila	cambissolos	2,78	19	<u>36</u>	56
Área Total		3,48			
VALORES MÉDIOS DE CURVA NÚMERO PARA A BACIA EXPERIMENTAL			27	46	67

4.9.2 Precipitação interna (P_i) medida na bacia experimental e Precipitação efetiva (P_e) estimada pelo CN.

Na (Figura 42), são apresentados os valores de precipitação interna (P_i) medidos na bacia e os valores de precipitação efetiva (P_e) estimados pelo método, para os três níveis de umidade de solo NI (seco), NII (normal) e NIII (úmido),

calculados para o ano de 2011. Ao analisar a figura é observado que, no geral, a precipitação efetiva (Pe) estimada pelo Curva Número foi menor do que a precipitação interna (Pi) medida na bacia experimental. Esta constatação não foi válida para o mês de julho, onde ocorreu situação contrária. Também é observado que existem valores nulos de estimativa da precipitação efetiva em alguns níveis de umidade.

Isto pode estar relacionado ao parâmetro de abstração inicial da bacia (Po), porque o método somente consegue estimar chuva efetiva, quando a precipitação incidente na área (Pp) for maior do que as perdas iniciais de chuva (Po) ocorridas na bacia. Esta observação é compreensível, porque antes da ocorrência de escoamento superficial, a chuva precisa suprir o armazenamento da água em superfícies existentes na área, suprir a interceptação pela vegetação, a capacidade de infiltração do solo, a evaporação e outros (RIZZI, 2014).

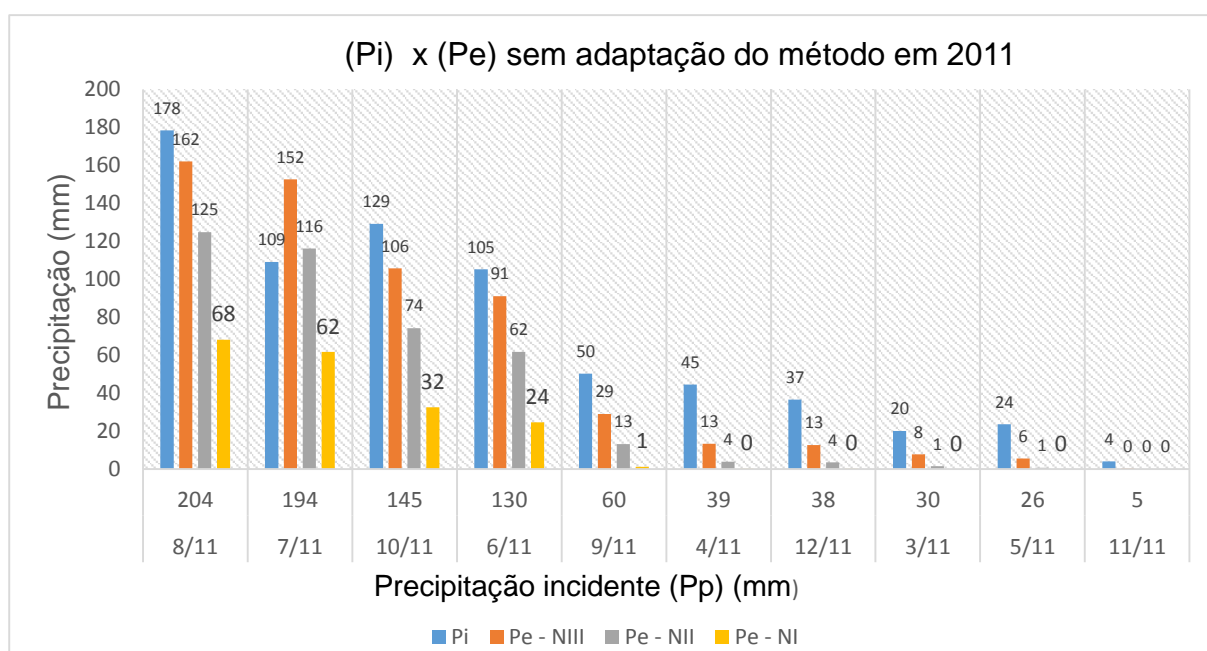


FIGURA 42. Precipitação interna (Pi) comparada a precipitação efetiva (Pe) estimada para o ano de 2011.

O método considera que estas perdas correspondem a 20% da capacidade de saturação do complexo solo-vegetação da bacia (S), ou seja, $Po = 0,2 \cdot (S)$. Por esta razão, a precipitação incidente (Pp) precisa ser superior à quantidade de chuva requerida pela abstração inicial da bacia (Po) porque, ao persistir a chuva, poderá ter início o escoamento superficial da água.

Portanto, deve ocorrer a condição ($P_p > P_o$), quando isso não ocorre, o escoamento superficial não acontece ($P_e = 0$). Em todos os gráficos apresentados neste tópico, onde esta condição não foi atendida, a estimativa da precipitação efetiva apresentou valores nulos em, pelo menos, algum nível de umidade de solo (NI, NII ou NIII). A (Tabela 26), apresenta os valores de armazenamento de água (S) da bacia e a quantidade mínima de chuva, a partir da qual, o método pode gerar valores estimados de precipitação efetiva.

Tabela 26. Valores de (S) e (P_o) para os anos de 2011 e 2012 sem adaptação do Curva Número.

Valores (S) (mm) nos três níveis de umidade		
NIII	NII	NI
41	91	218
Valores de abstração inicial ($P_o = 0,2 \cdot S$) (mm)		
NIII	NII	NI
8	18	44

As lâminas de água 41mm, 91mm e 218mm, representam a quantidade água, armazenada no complexo solo-vegetação da bacia, que foi estimada pelo Curva Número. Nota-se que, com o solo mais seco (nível de umidade NI) o método estimou uma maior quantidade de água armazenada em relação aos demais níveis de umidade. Esta estimativa de quantidade de água a ser armazenada na bacia foi calculada utilizando valores médios de CN sem a adaptação do Curva Número e portanto, como será visto, os valores diferem daqueles obtidos quando houve a adaptação do mesmo.

As alturas de precipitação 8mm, 18mm e 44mm da (Tabela 26), representam a quantidade de chuva mínima necessária para satisfazer a abstração inicial (P_o). Portanto, se tomarmos como exemplo de interpretação a (Figura 42), é observado que para as alturas das chuvas incidentes (P_p), na bacia: 39mm, 38mm, 30mm, 26mm e 5mm, os valores nulos de precipitação efetiva estimada, ocorreram, justamente, porque a (P_p) foi menor do que o mínimo de chuva necessário para satisfazer a abstração inicial (P_o). Ou seja, na figura, os valores de (P_p) são menores que o valor de (P_o) apresentado na (Tabela 26) para o nível de umidade NI ($P_o = 44$ mm). Portanto, os valores nulos de (P_e) encontrados na (Figura 42) ocorreram porque aconteceu a condição ($P_p < P_o$). Por isso, ($P_e = 0$).

Na (Figura 43) são apresentados todos os valores de precipitação efetiva (Pe) estimados para o ano de 2012, sem que o método fosse adaptado às condições hidrológicas dos cambissolos da bacia. Os resultados foram estimados para os três níveis de umidade solo NI, NII e NIII. Neste este ano, com exceção da (Pe) estimada para NII do mês de junho, as demais alturas de precipitação efetiva estimadas para a bacia experimental, também, foram menores que as alturas de precipitação interna registradas na área de estudo.

Em 2012, a precipitação incidente (Pp) na bacia experimental, foi superior aos valores de abstração inicial (Po) observados na (Tabela 27), portanto, a chuva foi suficiente para que o método estimasse valores de precipitação efetiva para quase todos os meses do ano em todos os níveis de umidade de solo.

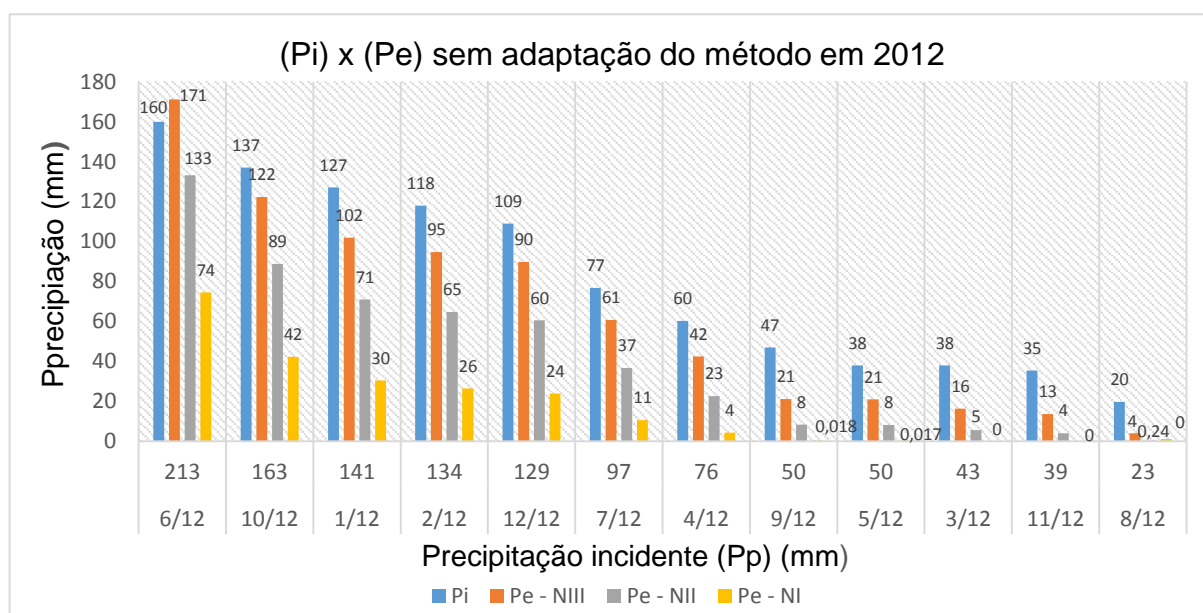


FIGURA 43. Precipitação interna (Pi) comparada a precipitação efetiva (Pe) estimada para o ano de 2012.

Contudo, os valores nulos (onde ocorreu a condição de $Pe = 0$) aparecem somente nos meses 11/12 e 8/12 e 3/12 em consequência da condição de $(Pp < Po)$ para o nível de umidade de solo NI. A (Tabela 27), apresenta os valores de armazenamento de água (S) no complexo solo-vegetação da bacia e a quantidade mínima de chuva, a partir da qual, o método gerou valores estimados de precipitação efetiva. Os resultados apresentados nesta tabela foram calculados com valores médios de CN obtidos, agora, com o método adaptado. Os valores de (S) da tabela revelam que a estimativa de armazenamento de água na bacia foi superior àquela quantidade estimada apresentada na (Tabela 26) onde o Curva Número não

sofreu adaptação. Outra consequência resultante da adequação do método às condições físico-hídricas dos solos da bacia é observada através da quantidade de chuva necessária para satisfazer a abstração inicial que, também, aumentou em relação aos resultados apresentados na (Tabela 26).

Tabela 27. Valores de (S) e (Po) para os anos 2011 e 2012 com adaptação do CN

Valores (S) (mm) nos três níveis de umidade		
NIII	NII	NI
128	294	701
Valores de abstração inicial ($P_o = 0,2 \cdot S$) (mm)		
NIII	NII	NI
26	59	140

Nas (Figuras 44 e 45) a precipitação interna registrada na bacia experimental foi comparada aos dados de precipitação efetiva estimada, que foram calculados usando valores de números de curva com o método adaptado.

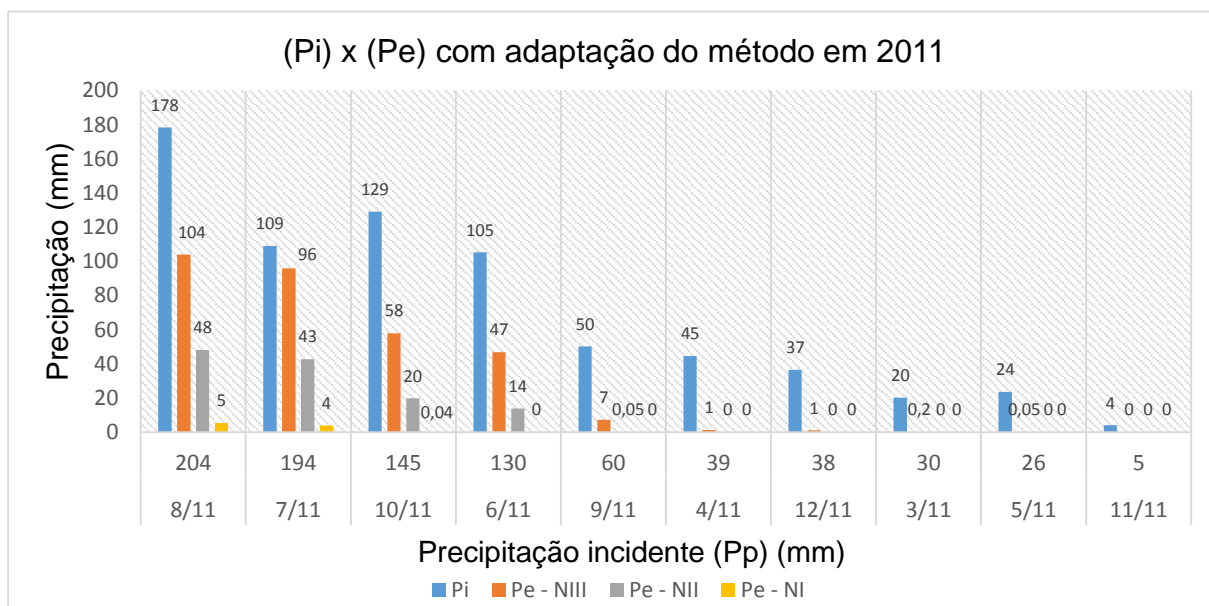


FIGURA 44. Precipitação interna (Pi) comparada à precipitação efetiva (Pe) estimada para o ano de 2011.

É observado que o método estimou uma menor quantidade de chuva efetiva em todos os níveis de umidade. Esta quantidade é inferior àquela observada, nas (Figuras 42 e 43) quando o método não foi adaptado. Nas (Figuras 44 e 45), todas as alturas das lâminas de chuva efetiva estimada, também, são menores do que as alturas das lâminas das precipitações internas registradas na bacia. Já a precipitação incidente (Pp) foi suficiente para suprir a quantidade de chuva

necessária para a abstração inicial, somente, naqueles meses com as maiores lâminas de chuvas registradas.

As menores lâminas de precipitação incidente (P_p), não conseguiram suprir a abstração inicial em, pelo menos, um nível de umidade de solo. Como foi observado, através de todas as figuras apresentadas, embora havendo a adaptação do Método de Curva número à realidade da bacia, a maioria dos valores de precipitação efetiva (P_e) estimados por ele, foi menor do que da quantidade de precipitação interna (P_i) registrada na área experimental. Portanto, a aplicação do método produziu valores subestimados em relação à precipitação interna observada.

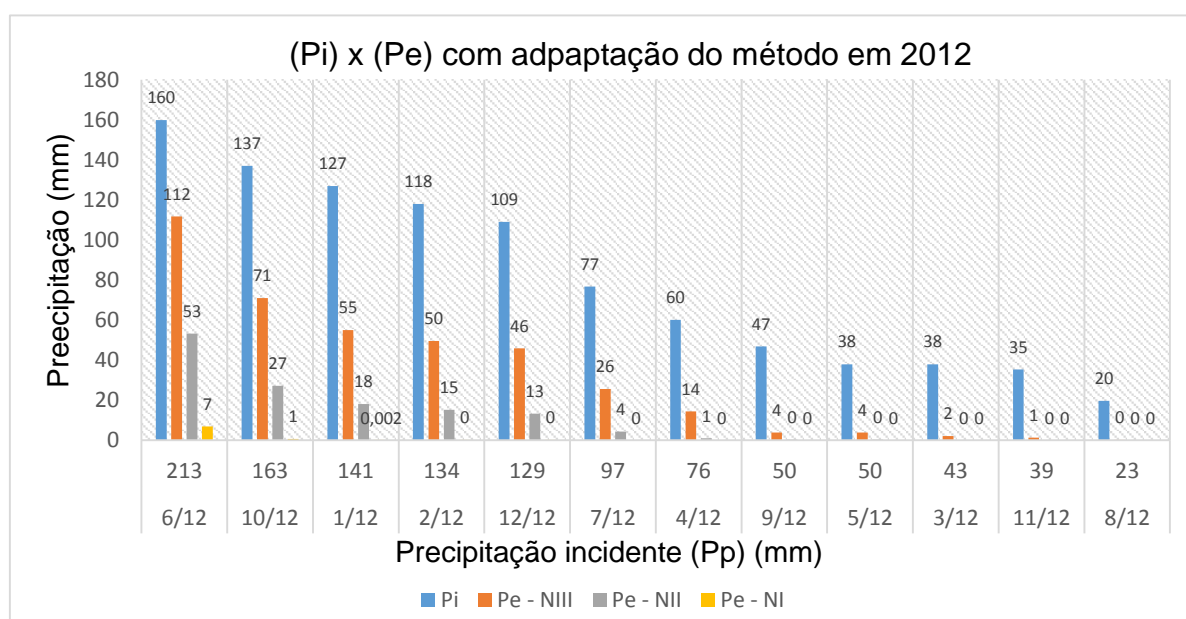


FIGURA 45. Precipitação interna (P_i) comparada a precipitação efetiva (P_e) estimada para o ano de 2012

Embora, a maior parte da chuva, que atingiu o piso florestal da bacia durante a pesquisa, não tenha gerado escoamento direto em toda a sua área, (pois este ocorreu somente em áreas de solos hidromórficos, nas AVA's) o que se esperava do método, é que após tendo sido realizada a sua adaptação, os resultados estimados fossem mais representativos das quantidades de precipitação interna (P_i) registradas na área experimental que, efetivamente, representaram a quantidade de chuva disponível para satisfazer a abstração inicial da bacia e, também, pelo deflúvio observado na área.

Também, a capacidade de armazenamento de água na bacia (S), considerando os grupos hidrológicos dos solos, bem como o seu uso e ocupação, foi inferior à capacidade real de armazenamento de água na maior parte da área de

estudo. Isto é observado quando se compara as lâminas de água (S), (estimadas para os solos na condição normal de umidade (NII)) às lâminas de umidade total de solo (Z), calculadas nos três perfis representativos dos cambissolos.

Por tal diferença apresentada, observa-se que, também, a abstração inicial e a capacidade de armazenamento de água na bacia, estimados pelo método, podem ser questionáveis. De acordo com Tassi *et al.* (2006), ao se fixar a abstração inicial (P_o) em 20% da capacidade máxima de armazenamento da água (S) na camada superficial do solo, conforme manda o método, é possível que erros estejam sendo cometidos devido à grande incerteza relacionada à estimativa da variável (P_o). Para os autores, em áreas muito urbanizadas, apresentando alta impermeabilidade, o valor da abstração inicial ($P_o = 0,2 \cdot S$) poderia estar superestimado.

Contudo, o mesmo valor, empregado para áreas com maior arborização e menor grau de impermeabilização poderia estar sendo subestimado. Esta segunda afirmativa está de acordo com as observações das reais condições de armazenamento de água nos perfis dos cambissolos, que representam a maior classe de solos encontrada na bacia experimental. Portanto, os resultados apresentados, permitem avaliar e questionar uso do método Curva Número na estimativa de variáveis hidrológicas, como o escoamento superficial e armazenamento de água em bacias hidrográficas. Pode-se dizer que o seu emprego, irá depender da precisão e do rigor dos resultados que se desejam com a utilização do método.

Relatos, onde escoamento superficial foi subestimado pela aplicação do Curva Número, também, podem ser observados em outros trabalhos de pesquisa. Aguiar *et al.* (2007) ao realizarem a estimativa de escoamento superficial da água, relatam que com a utilização do parâmetro CN (obtido por média ponderada, e com isso, assumindo-se um único tipo de cobertura para a bacia), ocorreu uma superestimativa da velocidade de infiltração que, como consequência, subestimou o escoamento superficial na área de estudo. Relatam que os valores de escoamento superficial obtidos pelo Curva Número apresentaram-se mais baixos que aqueles estimados com base em medidas de infiltração de água no solo (obtidos em campo) para diversos valores de precipitação e tempos de retorno associados. Por esta

razão, afirmam que o método não deve ser aplicado de maneira generalizada e que há necessidade de se promover ajustes para situações locais.

Ainda, na literatura sobre aplicação do Curva Número, são encontrados autores cujos resultados, superestimaram os valores de escoamento superficial observado. Carlesso (2007) relata uma superestimativa de 34% do escoamento superficial acumulado. O autor acredita que tal resultado se deu pelo fato do método não contemplar adequadamente os sistemas de manejo de solo particularmente em áreas irrigadas. Para ele, o método de Curva Número superestima os valores de escoamento superficial acumulado, e para poder ser utilizado de maneira satisfatória, necessita ser ajustado levando em consideração o manejo do solo.

Nakayama *et al.* (2011), em pesquisa realizada para avaliar o parâmetro curva número, nas bacias do Ribeirão dos Marins e Córrego Bussocaba – Estado de São, concluem que ao contrário do que se pensava, os valores de CN obtidos mediante a calibração do modelo ABC6, foram superiores em relação àqueles sugeridos pelo NRCS. Para os autores, estes resultados estão de acordo com a “crença” da maioria dos projetistas, já que para eles os valores de CN fornecidos pelo NRCS irão, como medida de segurança, sempre, estimar valores máximos de vazão.

Outras considerações, a respeito do uso do Curva Número, podem ser feitas com base nos resultados constatados na bacia experimental. Fica evidente, que há a necessidade de se utilizar informações sobre meio físico provenientes de bases de dados atualizadas e que contemplem de forma representativa a variabilidade espacial dos fatores controladores do fluxo da água em bacias hidrográficas.

Principalmente, considerando informações que dizem respeito às condições físico-hídricas de solo. O máximo, rigor na utilização das informações do meio físico requeridas pela aplicação do Curva Número, são fundamentais para que se diminua a subjetividade da escolha do parâmetro CN relatada em Santos (2010) e com isso, o método realize estimativas mais representativas da realidade encontrada em campo. Alguns autores como Tassi *et al.* (2006), reforçam a preocupação sobre a obtenção correta dos valores de CN relatando que embora o Curva Número do NRCS seja um método simplificado e dependa unicamente do parâmetro (CN), as incertezas associadas à determinação dos valores de número de curva, em muitas

vezes, podem levar a resultados incoerentes. Também, Allasia e Villanueva (2007), ressaltam a gravidade da escolha inadequada deste parâmetro, relatando que cometer erros na sua obtenção, pode resultar em grandes custos para a sociedade.

Como exemplo, citam que um erro de 10% na estimativa pelo uso do Curva Número, representaria aproximadamente um custo de R\$ 10.000.000 na instalação de uma rede de macrodrenagem em uma bacia hidrográfica. Fontenele, (2010) menciona que o uso do método para bacias hidrográficas no Brasil, embora comum, pode ser questionável em virtude de existirem no país solos que não se enquadrem nas definições dos grupos hidrológicos definidos pelo Serviço de Conservação de Recursos Naturais (NRCS) dos Estados Unidos, responsável pelo desenvolvimento do método.

CONCLUSÕES

É fato, que a cobertura de dados hidrológicos no Brasil é muito deficiente para as bacias hidrográficas pequenas e médias. A metodologia de trabalho desenvolvida com a finalidade de realizar o monitoramento hidrológico em pequena bacia hidrográfica foi satisfatória. Foi constatado que, mesmo para pequenas bacias hidrográficas, metodologias simples podem gerar grandes quantidades de informações relacionadas à dinâmica da água e que são de muita utilidade para fins científicos e de planejamento e gestão de recursos hídricos.

Foi possível constatar que a variabilidade espacial e temporal de atributos físicos de solo pode influenciar na velocidade de infiltração da água. Acredita-se que a estrutura pedogenética sub angular que se desfaz em pequena granular, aliada aos demais elementos do meio físico como presença de raízes e de material orgânico oriundo da vegetação, foram os principais, presponsáveis pela boa drenagem dos solos argilosos da bacia.

Os ensaios de infiltração foram importantes para averiguar as condições de permeabilidade de solo da área de estudo, sua realização em locais estratégicos pode ajudar, muito, na tomada de decisões. É possível evitar erros cometidos pela utilização de informações, contidas em bases de dados (como mapas ou tabelas) que podem apresentar informações muito generalizadas ou específicas que não representem a real capacidade de drenagem de um solo.

A utilização da bacia experimental como unidade de monitoramento das variáveis hidrológicas foi fundamental para o entendimento do ciclo da água em pequena escala. Observou-se que a resposta da pequena bacia a eventos de precipitação, esteve condicionada a uma série de fatores de ordem física e climática que predominam na região.

Constatou-se que, mesmo em pequena área (3,5 ha) houve uma grande influência de fatores como a geologia e a topografia na dinâmica da água na bacia, com remanescente florestal. A ocorrência, natural, de escoamento superficial esteve diretamente condicionada à presença dos solos hidromórficos que ocorrem nas áreas mais baixas do terreno, junto ao curso d'água principal.

Foi observado que os eventos de precipitação pluvial que apresentaram chuvas de pequena intensidade e duração não foram suficientes para gerar deflúvio. Chuvas fracas serviram somente para suprir parte da necessidade de abstração inicial da bacia. Tais eventos, não foram suficientes para que se pudesse observar aumento do nível da água do aquífero nos poços hídricos. A subida do aquífero somente ocorreu após sucessivas precipitações ocorridas diariamente ou semanalmente.

Houve uma tendência de incrementos de vazão com os maiores volumes de chuvas precipitados, porém, os picos ocorreram sempre que houve um histórico de chuvas antecedentes que previamente umedeceram os solos da bacia, facilitando o deflúvio.

Há na literatura relatos de resultados que foram super ou subestimados ao se utilizar o método Curva Número. Nesta pesquisa, os valores de precipitação efetiva, estimada pelo método, foram menores, e por isso, subestimaram os valores de precipitação interna ao dossel florestal, mesmo quando o método foi adaptado às reais condições hidrológicas da bacia experimental.

Recomenda-se a realização de estudos mais específicos (sobretudo os que dizem respeito à capacidade de drenagem de solo de uma área de interesse) para se ter um conhecimento mais realista das reais condições do meio físico, antes da utilização do Método de Curva Número. Estes estudos serviriam, tanto, para avaliar a precisão das estimativas feitas pelo método, quanto para diminuir a subjetividade na escolha do parâmetro curva número que pode ocorrer ao se utilizar bases de dados que possam conter informações muito generalizadas não representando as reais características do meio físico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUIAR, L. S.G.; TARGA, M.S.; BATISTA, G. T. Escoamento superficial na bacia hidrográfica do Ribeirão Itamim. **Revista Ambiente & Água – An Interdisciplinary Journal of Applied Science**. v.2, n.1, 2007.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS (ABNT). **NBR 13895/97**: Construção de poços de monitoramento e amostragem – Procedimento. Rio de Janeiro, 1997.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA E AMBIENTAL (ABGE). **Ensaio de Permeabilidade em Solos**. 3. ed. rev. São Paulo, SP, 1996. (Boletim, n. 4).

ALENCAR, D. B. S. de; SILVA, C. L. da; Oliveira, C. A. da. Influência da precipitação no escoamento superficial em uma microbacia hidrográfica do Distrito Federal. **Engenharia agrícola**, Sorocaba, v. 26, n.1, p.103-112, 2006.

AMERMAN, C. R. The use of unit-source watershed data for runoff prediction. **Water Resour. Res.**, v.1, n.4, p. 499-508, 1965.

ARAÚJO NETO, J. R.; ANDRADE, E. M; PALACIO, H. A. Q.; SANTOS, J. C. N.; LOBATO, F. A. O. Análise comparativa do escoamento superficial de microbacias experimentais em clima semiárido tropical. **Water Resource and Irrigation Management**. v.2, n.3, p.111-120, 2013.

ARCHELA, E. **Faciologia e ambientes de sedimentação da Bacia de Curitiba**. São Paulo: Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 1986. Projeto de pesquisa.

ARNOLD, J. G.; SRINIVASAN, R.; MUTTIAH, R. S.; WILLIAMS, J. R. Large area hydrologic modeling and assessment part I. model development. **American Water Research Association**, v. 34, p.73-89, 1998.

ARONOVICI, V.S. Model Study of Ring Infiltrometer Performance under Low Initial Soil Moisture. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, Madison, v.19, p.1-6, 1955.

ARCOVA, F.C.S.; CICCIO, V.; ROCHA, P.A.B. Precipitação efetiva e interceptação das chuvas por floresta de mata atlântica em uma microbacia experimental em Cunha-SP. **Revista Árvore**, Viçosa, v. 27, n. 2, p. 257-262, 2003.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA E AMBIENTAL (ABGE). **Ensaio de permeabilidade em solos**: orientações para sua execução no campo. 3 ed. Boletim, n. 4, 35 p., 1996.

AZEVEDO, M.R.Q.A.; KÖNIG, A.; BELTRÃO, N.E.M.; AZEVEDO, C.A.V.; TAVARES, T.L.; SOARES, F.A.L. Efeito da irrigação com água residuária tratada sobre a produção de milho forrageiro. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, Recife, v. 2, n. 1, p. 63-68, 2007.

BALBINOT, R.; OLIVEIRA, N. K.; VANZETTO, S.C.; PEDROSO, K.; VALERIO, A.F. **O papel da floresta no ciclo hidrológico em bacias hidrográficas**. *Ambiência*, v.4, n. 1. p. 131-149, 2008.

BAUMHARDT, E. **Balanço hídrico de microbacias com eucalipto e pastagem nativa na região da campanha do RS**. 139 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil, Área de concentração em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2010.

BARBOSA, R. S. **Interceptação vertical na Serra do Mar Nova Friburgo RJ** Dissertação. (Departamento de Engenharia Florestal) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2004.

BARBOSA JÚNIOR, A. R. **Elementos de hidrologia aplicada**. Escoamento superficial. 6.1. generalidades. Disponível em: < www.em.ufop.br/deciv/departamento/.../16_escoamento%20superficial.p.. >. Acesso em: 13 jun. 2012. rever título

BARCELLAR, A. P. O papel das florestas no regime hidrológico de bacias hidrográficas. **Geo. Br**, v. 1, p. 1-39, 2005.

BATCHELOR, P. Models as metaphors: the role of modeling in pollution prevention. **Water Resources Research**, v.14, n.3, p.243-251,1994.

BAUNGARTEN, A. P.; FELIX, D.; MÜLER, M. **Avaliação da precipitação média na bacia do rio Chopim**. 2003. XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos.

BEGA, R. M.; VIEIRA, S. R.; MAIRA, I. C.; DECHE, S. C. F.; CASTRO, O. M. Variabilidade espacial da precipitações pluviiais diárias em uma estação experimental em Pindorama, SP. **Bragantia**, Campinas, v. 64, n. 1, p. 149-156, 2005.

BERNARDO, S. Infiltração de água no solo. In: **MANUAL de Irrigação**. Viçosa: Imprensa Universitária [da] Universidade Federal de Viçosa, 1995. p.19-45.

BETSON, P. R. **What is watershed is runoff**. Tenneassi Viley Authority Knorville, Tenneasee, 1964.

BEVEN, K. Robert E. Horton's perceptual model of infiltration process. **Hydrological Process**, Lancaster , v. 18, p. 3447-3460, 2004.

BIGARELLA J.J.; SALAMUNI R. Caractéres texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba. **Boletim da Universidade Federal do Paraná**, Curitiba, n. 7, p.1-164, 1962.

BLAKE, G. J. The interception process. In: CHAPMAN, T.G.; DUNIN, F. X. (Ed.). **Prediction in catchment hydorlogy**. Melboune: Australian Academy of Science, 1975. p. 59-81. National Symposium on Hydrology.

BORGES, T.K.S.; MONTENEGRO, A.A.A.; SILVA, J.R.L.; SILVA JUNIOR, V.P.; SANTOS, T. E. M. Efeito da cobertura vegetal no controle da perda de solo em Argissolo Amarelo, sob chuva natural, no semiárido pernambucano. In: **REUNIÃO**

BRASILEIRA DE MANEJO E CONSERVAÇÃO DO SOLO E DA ÁGUA, 19., 2012, Lages. **Anais**. Lages, SBCS , 2012.

BOTELHO, R. G. M. ; Planejamento Ambiental em Microbacia Hidrográfica. In GUERRA, A.J.T; SILVA, A.S.; BOTELHO, R.G.M. (Org.). **Erosão e conservação dos solos, conceitos, temas e aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999.

BOUMA, J. Measuring the conductivity of soil horizons with continuous macropores. **Soil Science Society of American Journal**. v. 6, p. 438-441, 1982.

BRANDÃO, V.S.; PRUSKI, F.F.; SILVA, D.D. **Infiltração da água no solo**. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa, 2003.

BRUIJNZEEL, L. A. The hydrological cycle in moist tropical forest. In: Bruijnzeel, L. A. **Hydrology of moist tropical forests and effects of conversion: a state of knowledge review**. Amsterdam: IAHS, 1990. p. 5-38.

CADIMA, A. et al. Variabilidade espacial da condutividade hidráulica em um Latossolo Vermelho Amarelo em campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v.4, n.2, p. 63-66, maio 1980.

CABEDA, M. S. V. Degradação Física e Erosão do Solo. In: SIMPÓSIO DE MANEJO DO SOLO E PLANTIO DIRETO NO SUL DO BRASIL, 1.; SIMPÓSIO DE CONSERVAÇÃO DO SOLO DO PLANALTO, 3. , 1984, Passo Fundo. **Anais...** Passo Fundo: Universidade de Passo Fundo, 1984. p. 28-33. (Projeto integrado de conservação do solo).

CAGLIONI; E.; MAGRO; B. A; REFOSCO, J. C.; SANTOS, J. S. Análise de variáveis hidrológicas do parque natural municipal São Francisco de Assis: a vazão e o nível do lençol freático num fragmento de Floresta Ombrófila Densa. Simpósio de Recursos Hídricos do Sul-Sudeste, 1., 2006, Curitiba. **Anais...** Porto Alegre: Editora da ABRH, 2006. v. 1, p. 1-13.

CAMARGO, K.C.; SPOLADORE, A. Considerações geológicas e geomorfológicas sobre a distribuição de cavernas carbonáticas no primeiro planalto paranaense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ESPELEOLOGIA, 3., 2009, Montes Claros. **Anais...** Montes Claro: Sociedade Brasileira de Espeleologia, 2009. p. 11-17.

CAO, H.; VERVOORT, R. W.; DABNEY, S. M. Variation in curve numbers derived from plot runoff data for New South Wales (Australia). **Hydrological Process**. v. 25, p. 3774-3789, 2011.

CARDOSO, C. A.; DIAS, H. C. T.; SOARES, C. P. B.; MARTINS, S.V. Caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do rio Debossan, Nova Friburgo, RJ. **Revista Árvore**, Viçosa, v.30, n. 2, p. 241-248, 2006.

CARLESSO, R.; PEITER, M.X.; CHRISTOFARI, C.P.; WOLSCHICK, D.; PETRY, M.T. Manejo da irrigação do milho a partir da evapotranspiração máxima da cultura. **R. Bras. Eng. Agríc.**, v. 5, p.15-23, 2000.

CARVALHO, A. P.V.; **Recarga de água no solo na bacia hidrográfica do riacho fundo, felixândia- MG.** 61 f. Dissertação. (Mestrado em Ciência). Ciência Florestal. Universidade Federal de Viçosa. Minas Gerais. 2011.

CARVALHO, D. F.; SILVA, L. D. B. **CAPITULO 7. INFILTRAÇÃO – GENERALIDADES.** Disponível em: < WWW.Ufrj.br/institutos/if.deng/lenonardo/HIDRO-Cap-7.INF.pdf >. Acesso em: 13 fev. 2006.

CARVALHO, D. F.; SILVA, L. D. B. **CAPITULO 5. INFILTRAÇÃO – GENERALIDADES.** Disponível em: < WWW.Ufrj.br/institutos/if.deng/lenonardo/HIDRO-Cap-5.INF.pdf >. Acesso em: 13 fev. 2011.

CARVALHO, L. A. **Condutividade hidráulica do solo no campo: a simplificação do método do perfil instantâneo.** 98 f. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2002.

CARVALHO, A. C. NERY, J. T. Estudo da variabilidade pluviométrica da bacia do médio Paranapanema (UGRHI-17). **Revista Geonorte**, Manaus, v. 2, n.4, p.870 – 877, 2012. (edição especial)

CASERMEIRO, M. A.; MOLINA, J. A.; CARAVACA, M. T. D. L.; COSTA, J. H.; MASSANET, M. I. H.; MORENO, P. S. Influence of scrubs on runoff and sediment loss in soils of Mediterranean climate. **Catena**, v. 7, p. 91-107, 2004.

CAVALLARI R. L.; TAMAE R. Y.; ROSA A. J. A importância de um sistema de informações geográficas no estudo de microbacias hidrográficas. **Revista Científica Eletrônica de Agronomia**, Garça, n. 11, p. 2007.

CLUX, J.; THOMAZ, E.L. Interceptação de precipitação interna: comparação entre Floresta Ombrófila Mista e *Pinus elliottii* var. *elliotti*. **Geoambiente On-Line**, Jataí-GO, n. 19, p. 24-39, 2012.

CECÍLIO, R. A. SILVA, D. D.; PRUSKI, F. F.; MARTINEZ, M. A. Modelagem da infiltração Modelagem da infiltração de água no solo sob condições de estratificação utilizando-se a equação de Green-Ampt. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.7, n.3, p.415-422, 2003.

CERDÀ, A. Seasonal changes of the infiltrations rate in a Mediterranean scrubland on limestone. **Journal of Hydrology**, v. 198. p. 209-225, 1996.

CICCO, V.; ARCOVA, F. C. S.; SHIMOMICHI, P. Y.; FUJIEDA, M. Interceptação das chuvas por floresta natural secundária de Mata Atlântica – SP. **Silvicultura em São Paulo**, v. 20, p. 25-30, 1988.

COELHO, G. **Considerações sobre o manejo hidrológico da Mata Atlântica.** 101 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) - Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 2001.

COELHO, C.W.G. A.; ABREU, M. L. Variabilidade especial das precipitações em Belo Horizonte. In: SEMINÁRIO DE RECURSOS HÍDRICOS DA BACIA HIDROGRÁFICA DA PARAÍBA DO SUL: O Eucalipto e o Ciclo Hidrológico, 1., 2007, Taubaté. **Anais...** Taubaté: [s.n.?], 2007. p.183-190.

COELHO NETTO, Ana L. Hidrologia de Encosta na Interface com a Geomorfologia. In: GUERRA, Antônio J.T.; CUNHA, Sandra B. da. **Geomorfologia**: uma atualização de bases e conceitos. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994.

COSTA NETO, P. L. O. **Estatística**. São Paulo: Edgard Blücher, 1977.

CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. **A questão ambiental**: diferentes abordagens. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003.

CHAVES, M. A. **Modelos digitais de elevação hidrológicamente consistentes para a Bacia Amazônica**. 115 f. Tese (Doctor Scientiae) - Departamento de Ciências Florestais, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2002.

CHIARANDA, R. **Usos da terra e avaliação da capacidade potencial de armazenamento de água da bacia do Rio Cuiabá - MT**. 362 f. Tese (Doutorado em Engenharia Florestal) - Setor de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2002

CHORLEY, R. J. The hillslope hydrological cycle. In: Kirkby, M. J. (Ed.). **Hillslope hydrology**. John Wiley & Sons, New York, 1978. p. 1-42.

CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. **Hidrología aplicada**. Santa Fé de Bogotá: McGraw-Hill Interamericana, 1994.

CROCKFORD, R. H.; RICHARDSON, D. P. Partitioning of rainfall into throughfall, stemflow and interception: effect of forest type, ground cover and climate. **Hydrological Processes**, Spain. 14, p. 2903-2920, 2000.

CRUCIANI, D.E. **A drenagem na agricultura**. 4. ed. São Paulo: Nobel, 1987.

CURCIO, G.R.; LIMA, V.C.; GIAROLA, N.F.B. **Antropossolos proposta de ordem (primeira aproximação)**. Colombo-Pr EMBRAPA, 2004. 49 p. (Documento, 101).

DAMBROS, C.; SILVA, J. L. S. **Comportamento do nível da água subterrânea em sub-bacia representativa em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani**. XIV World Water Congress. Disponível em: <
https://www.abrh.org.br/.../be691ca796807afbcc31628647fb72b1_3b36>. Acesso em: 13 maio 2014.

DE COURSEY, D.G. Runoff, erosion and crops yield simulation for land use management. **Transactions of the ASAE**, v. 23, n. 2, p. 379-386, 1980.

DELFS, J. **Interception and stream flow in stands of Norway spruce and beech in west Germany**. New York: Pergamon Press, 1967. p. 179-185. Symposium on Forest Hydrology.

DUNNE, T and BLACK, R. D. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. **Water resources**, v. 6, n. 5, p. 1296-1311, 1970.

DUNNE, T.; LEOPOLD, L. B. **Water in environmental planning**. New York: W. H. Freeman and Company, 1978.

DUNNE, T. Relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v. 65, p. 25-48, 1983.

ELSENEBEER, H.; VERTESSY, R. A. Storm flow generation and flow path characteristics in an Amazonian rainforest catchment. **Hydrological process**, Chichester, v. 14, p. 2367-2381, 2000.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUARIA (EMBRAPA). **Levantamento e reconhecimento de solos do Distrito Federal**. Rio de Janeiro: EMBRAPA/Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos, 1978. (Boletim técnico, 53).

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUARIA (EMBRAPA). Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (Rio de Janeiro, RJ). **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro, 1997. v. 1

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUARIA (EMBRAPA). **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Brasília, 1999.

ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE (ESRI). **ArcGIS Professional GIS for the desktop**, version 9.2. 2010. Software.

EVANYLO, G. **Agricultural management practices and soil quality: measuring, assessing and comparing laboratory and field test kit indicators of soil quality attributes**. Virginia: Virginia State University, 2000.(Cooperative Extension. N. 452-400). p. 1-12.

FAGUNDES, E. A. A.; KOETZ, M.; RUDE, N.; SANTOS, T. S.; PORTO, R. **Enciclopédia Biosfera**, Goiânia, v.8, n.14, p. 369, 2012.

FAO/UNESCO. **FAO/Unesco soil map of the world**. Paris: Unesco, 1971.

FARIA, A. P. Dinâmica e fragilidade das bacias fluviais de primeira ordem. **Anu. Inst. Geocienc.**, v. 19, p. 227-228, 1996.

FIORI, J. P.de O.; CAMPOS, J. E. G.; ALMEIDA, L. Variabilidade da condutividade hidráulica das principais classes de solos do Estado de Goiás. **Geociências**, São Paulo, v.29, n.2. p. 229-235, 2010.

FIORIN, T. T. **Estimativa da infiltração de água no solo a partir de pedofunções**. 116 f. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2008.

FELIPE, R. S. da. **Características Geológico-Geotécnicas na Formação Guabirotuba Curitiba**. 1. ed. MINEROPAR, 2011. 48 p.

FONTENELLE, S. de B. **Modelagem matemática da dinâmica de fluxo riachoaquífero na microbacia hidrográfica do riacho São José, região do Cariri cearense**. Doutorado (Engenharia Agrícola) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2010.

FREITAS, J. P. O.; DIAS, H. C. T.; BARROSO, T. H. A.; POYARES, L. B.Q. Distribuição da água de chuva em Mata Atlântica. **Revista Ambiente e Água**, v. 8. n. 2, 2013. p. 100-108.

FRECHETTE, R. Interception of rainfall by laurentian balsam first forest. **Naturalist Canadian**, v. 96, n. 4, p. 523-529, 1969.

FERRAZ, F.F.B.; MILDE, L.C.E.; MORTATTI, J. Modelos hidrológicos acoplados a sistemas de informações geográficas: um estudo de caso. **Revista de Ciência e Tecnologia**, v. 14, p. 45-56, 1999.

FERREIRA, S. J. F.; LUIZÃO, F.J.; DALLAROSA, R. L. G. Precipitação interna e interceptação da chuva em floresta de terra firme submetida à extração seletiva de madeira na Amazônia Central. **Acta Amazônica**, v. 35, n. 1, p. 55-62, 2005.

FURTADO, D. A.; KONIG, A. **Gestão Integrada dos Recursos Hídricos**. Campina Grande: Gráfica Agenda, 2008.

GARBRECHT, J.; MARTZ, L. W. Digital elevation model issues in water resources modeling. in: **Hydrologic and hydraulic: modeling support**. MAIDMENT, D.; DJOKIC, D. (Ed.). ESRI Press, 2000. p.1-27.

GAREN, D. C.; MOORE, D. S. Curve number hydrology in water quality modeling: uses, abuses, and future directions. **Journal of the American Water Resources Association**, Portland Oregon, v. 2, n. 41, p. 377-388, 2005.

GENOVEZ, A.B. Vazões máximas. In: PAIVA, J.B.D.; PAIVA, E.M.C.D. (Org.). **Hidrologia aplicada à gestão de pequenas bacias hidrográficas**. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2001. p. 33-112.

GODOY, L.C. **Apostila de geologia**. Departamento de Geociências. Universidade Estadual de Ponta Grossa. Ponta Grossa, 2005.

GOMES, B.M.; MATTOS, A. Avaliação de variáveis físicas e geomorfológicas na resposta das vazões mínimas. **Irriga**, v. 4, n. 1, p. 25-40, 1999.

GOMES, J.; FENDRICH, R. **A microinformática em projetos de macrodrenagem urbana**. Curitiba, 1991. 79 p. Relatório Técnico Final de Pesquisa.

GUERRA, H. C. **Física de solo**. Campina Grande: UFPB, 2000.

GROVE, M.; HARBOR, J.; ENGEL, B. Composite vs. distributed curve numbers: effects on estimates of storm runoff depths. **Journal of the American water Resources Association**, Sandiego. v.34, n. 5, 1998.

GRANELL-PÉREZ, M. D. C. **Trabalhando geografia com as cartas topográficas**. Ijuí: UNIJUÍ, 2004.

HAWKINS, R. H. The importance of accurate curve numbers in the the estimation of storm runoff. **Water Resouce Bulletin**, n. 11, v. 5, p. 887-891, 1975.

HELLWET, J. D. **Soil moisture as a source of base flow from steep mountain watersheds**. USDA? US Forest Service Southeastern Forest Experiment Station, 1961. n. 162

HEWLETT, J.D.; HIBBERT, A.R. Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. **J. Geophys. Res.**, cidade?, v. 68, n. 4, p. 1081-1087, 1963.

HEWLETT, J. D.; HIBBERT, A. R. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humids areas. In: **Forest Hydrology**. Pergamon, 1967. p. 275-90

HELLWET, J. D.; NUTTER, W.L. **An outline of Forest Hydrology**. Athens: University of Georgia, 1969.

HIBBERT, A. R.; TROENDLE, C. A. Streamflow generation by variable source area. In: SWANK, W.T.; CROSSLEY JUNIOR, D.A. (Ed.). **Forest hydrology and ecology at Coweeta**. New York: Springer-Verlag, 1988. p.111-127.

HILLEL, D. **Fundamentals of Soil Physics**. New York: Academic Press, 1980.

HORN, J. F. C. **Regime hidrológico e duas microbacias contíguas: um comparativo entre uso urbano e rural**. 117 f. Dissertação (Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) - Departamento de Engenharia Civil e Ambiental. Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2012.

HORTON, R. E. Drainage basin characteristics. **Trans American Geophysical Union**, v. 13, p. 350-361, 1940.

HORTON, R. E. The role of infiltration in the hydrologic cycle. **Trans. Amer. Geoph. Union**, v. 14, p. 446-460, 1933.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET). **Informações climáticas**. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/sonabra/maps/pg_automaticas.php>. Acesso em: 18 nov. 2012.

JACOBS, A. G. **Dinâmica de uso e ocupação dos mananciais na região metropolitana de Curitiba-PR**. 259 f. Tese (Doutorado em Engenharia Florestal) – Setor de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2002.

JARDIM, F.C.S; HOSOKAWA, R.T. Estrutura da floresta equatorial úmida da estação experimental de silvicultura tropical do INPA. **Acta Amazonica**, v. 17, n. 16, p. 411-508, 1987.

JOSÉ, J. V.; REZENDE, R.; MARQUES, P. A. A.; FREITAS, P. S. L; ALVE, D. S. Determinação da velocidade de infiltração básica de água e dois solos do noroeste do estado do Paraná. **Revista em agronegócio e meio ambiente**, cidade?, v. 6, n. 1, p. 155-170, 2013.

JULANDER, R.P.; JACKSON, W. Drop Former and Double RingInfiltrimeters: a Comparison. In: NATIONAL CONFERENCE ON ADVANCES IN INFILTRATION, 1983, Chicago. **Proceedings...** St Joseph: American Society of Agricultural Engineers,1983. p. 249-253

JÚNIOR, C. R.; TARGA, M.S.; BATISA, G.R.; DIAS, N. W. Florestamento compensatório com vistas à retenção de água no solo da bacia hidrográfica do Ribeirão Itaim, Taubaté, São Paulo. In: SEMINÁRIO DE RECURSOS HÍDRICOS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO PARAÍBA DO SUL: EUCALIPTO E O CICLO HIDROLÓGICO, 2007, Taubaté, Brasil. **Anais...** Taubaté: IPABHI, 2007. p. 67-73

KIEHL, E.J. **Manual de edafologia**. São Paulo: Ceres, 1979.

KLINGER, P; JACOMINE, T. Solos sob matas ciliares In: LIMA, M. I. R.G. **Matas ciliares, conservação e recuperação**. 2.ed, 2. reimp. São Paulo, Edusp, 2009. p. 27-31.

KÖPPEN, W. **Das geographischa System** der Klimate.Gebr, Borntraeger, pp. 1-44,1936.

KOBIYAMA, M. Manejo de bacias hidrográficas: conceitos básicos. In: **Curso de Manejo de bacias hidrográficas sob a perspectiva florestal**. Curitiba: FUPEF, 1999. p. 29-31. Apostila.

KOSTIAKOV, A. N. **On the dynamics of the coefficient of water - percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of ameliation**. Trans. 6th comm. Intern. Soc. Soil Sci., Moscou, Part A., 17- 21, 1932.

KUTILEK, M.; NIELSEN, D.R. **Soil hydrology**. Alemanha: Catena Verlag, 1994.

LEPSCH, I. F. **Formação e conservação dos solos**. São Paulo Oficina de texto, 2007.

LEPSCH, I. F. 19 lições de pedologia. In: LEPESCH, I.F. **Física do solo II: Retenção e movimento da água, temperatura ETC**. São Paulo: Oficina de textos, 2011. p. 139-163.

LEWIS, D.; SINGER, M.J.; TATE, K.W. Applicability of SCS curve number method for a california oak woodlands watershed. **Journal of Soil and Water Conservation**, Ankery, v. 53, n. 2, p. 226-30, 2000.

LIBARDI, P. L. **Dinâmica da água no solo**. São Paulo: Editora Universidade de São Paulo, 2005.

LIBARDI, P.L. **Dinâmica da água no solo**. Piracicaba : ESALQ/ESALQ. 1995, 497.

MONTGOMERY, D.C. & RUNGER, G. C. Estatística aplicação e probabilidade para engenheiros. 2. ed., Editora LTC, 2003. 465p.

LIBARDI, P.L. **Dinâmica da água no solo**. Piracicaba: ESALQ/USP, 1995. 497p.

LIMA, H. M.; VARGAS, H. CARVALHO, J.; GONÇALVES, M.; CAETANO, H. Comportamento hidrológico de bacias hidrográficas: integração de métodos e aplicação a um estudo de caso. **REM: R. Esc. Minas**, Ouro Preto. v. 60, n.3, p.525-536, 2007.

LIMA, W.P.; ZAKIA, M.J.B. Hidrologia de matas ciliares. In: RODRIGUES, R.R.; LEITÃO FILHO, H.F. **Matas ciliares: conservação e recuperação**. São Paulo: EDUSP/ Fapesp, 2000. p.33-44

LIMA. W. P. **Hidrologia Florestal Aplicada ao Manejo de Bacias Hidrográficas**. 2. ed. Piracicaba: Escola Superior de Agricultura 'Luiz de Queiroz', 2008.

LIMA, M. I. R. G. Matas ciliares: conservação e recuperação. IN: LIMA, W. de P.; ZÁKIA, M.J. B. **Hidrologia de matas ciliares**. 2. ed. São Paulo, 2009. p.33-44.

LIMA, W. P. **Princípios de hidrologia florestal para manejo de microbacias hidrográficas**. Piracicaba: Escola Superior de Agronomia "Luiz de Queiroz", USP, 1996.

LIMA, W.P.; ZAKIA, M.J.B. Hidrologia de matas ciliares. In: RODRIGUES, R.R.; LEITÃO FILHO, H.F. **Matas ciliares: conservação e recuperação**. São Paulo: EDUSP/ Fapesp, 2000. p.33-44.

LINHARES, C. de A.; SOARES, J. V.; BATISTA, G. T. Influência do desmatamento na dinâmica da resposta hidrológica na bacia do Ji-Paraná. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 12 Goiânia. **Anais...** Goiânia, INPE, 2005.

LIU, H.; LEI, T.W.; ZHAO, J. YUAN, C.P.; FAN, Y.T.; QU,L.Q. Effect of rainfall intensity and antecedent soil water content on soil infiltrability under rainfall conditions using the run off-on-out method. **Journal of Hydrology**, China v. 396, p. 24-32, 2011.

LIRA, S. A. **Análise de correlação: abordagem teórica e deconstrução dos coeficientes com aplicações**. 196 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Departamento Ciências Exatas e de Tecnologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2004.

LUDGREN, L.; LUDGREN, B. R. Interception and evaporation in the Mazzumbai Forest Reserv, west Usambara, Tanzania and their importance in the assessment of land potential. **Geografica Annaler**, cidade?, n. 61, p. 157-168, 1979.

LUZ, G.O. **Comparação entre dois sistemas hidráulicos de medição de água de irrigação de arroz**. 121 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Departamento de Engenharia Civil, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2011.

MA, Q. L.; WAUCHOPE, R.D.; HOOK, J.E.; JOHNSON, A.W.; TRUMAN, C.C.; DOWLER, C.C.; GASCHO, G.J.; DAVIS, J.G.; SUMNER, H.R.; CHANDLER, L.D. GLEAMS. Opus, and PRZM-2 model predicted versus measured runoff from a coastal plain loamy sand. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v. 41, n.1, p. 77-88, 1998.

MACHADO, R. E. **Simulação de escoamento e de produção de sedimentos em uma microbacia hidrográfica utilizando técnicas de modelagem e geoprocessamento**. 154 p. Tese (Doutorado em Irrigação e Drenagem)- Escola Superior de Agricultura. "Luiz de Queiroz, Piracicaba – SP, 2002.

MACHADO, S. A.; ZAMIN, N. T.; MENEGAZZO, C. S.; AUGUSTUNCZIK A.L. D.; NASCIMENTO, R. G. M. Comparação dos parâmetros fitossociológicos entre três estratos de um fragmento de Floresta Ombrófila Mista. **Cerne**, Lavras, v. 19, n. 3, p. 365-372, 2013.

MAIDMENT, D. R, **Gis and hydrologic modelin**. In: GOODCHILD, M.F.; PARKS, B. O, STEYAERT, L. T. (Ed.). **Environmental modeling with gis**. New York: Oxford University, 1993. p.147-167.

MARCOLIN, C. D. **Propriedades físicas de nitossolos e latossolos argilosos sob plantio direto**. 98 f. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-graduação em Agronomia, Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária, Universidade Federal de Passo Fundo, Passo Fundo, 2006.

MARQUES, R.; SOUZA, L.C. Matas ciliares e áreas de recarga hídrica. In: ANDREOLI, C.V; CARNEIRO, C. **Gestão integrada de mananciais de abastecimentos eutrofizados**. Curitiba: Finep, 2005.

MEIN, R. G.; LARSON, C. L. Modeling infiltration during a steady rain. **American Geophysical union**, Washington, v. 9, n. 2, p. 384-394, 1973.

MELLO, C. R. **Estudo hidrológico em microbacia hidrográfica com regime de escoamento efêmero**. Lavras: Universidade Federal de Lavras, 2004.

MENDIONDO, E.M.; TUCCI, C. E.M. Escalas hidrológicas II: diversidade de processos na bacia vertente. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 2, p. 59-122, 1997.

MENTGES, M. I.; REICHERT, J. M.; REINERT, D. J.; PELLEGRINI, J. B. R.; PELLEGRINI, A.; COPETTI, A. C. C.; CORCINI, A. L. M. Monitoramento da

precipitação e da vazão do Arroio Lino, situado no Município de Agudo-RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 30., 2005, Recife. **Anais...** Recife, editora?, 2005.

MESQUITA, M. G. E MORAES, S. O. A dependência entre a condutividade hidráulica saturada e atributos físicos do solo. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 34, n.3, p. 963-969, 2004.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO PARANÁ (MINEROPAR). **Características geológico-geotécnicas na formação guabirotuba erosão - movimentos gravitacionais de massa**. Local: editora, 2011.

MIRANDA, J.C. **Interceptação das chuvas pela vegetação florestal e serapilheira nas encostas do Maciço da Tijuca**. Parque Nacional da Tijuca, RJ. Rio de Janeiro, 1992.

MOCKUS, V. Hydrologic soil groups. In: **NATIONAL** Engineering Handbook. Washington, DC: USDA, 1972. Part 630 Hydrology, section 4, chapter 7. Acesso em : maio, 2013. Disponível em: <http://directives.sc.egov.usda.gov/22526.wba>

MOLCHONOV, A. A. **The Hydrological Role of Forest**. Jerusalém: [s.n]?, 1963.

MONTGOMERY, D. R. Predicting landscapescaleerosion rates using digital elevation models. **Comptes Rendus Geoscience**, Paris, v. 35, p.1121–1130, 2003.

MOSCA, A. A. **O Monitoramento hidrológico de duas bacias hidrográficas visando a identificação de indicadores hidrológicos para o monitoramento ambiental do manejo de florestas plantadas**. 96 f. Dissertação (Mestrado em Recursos Naturais) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 2003.

MORATTI, J.; PROBST, J.L. **Hidrogeoquímica de bacias de drenagem**. Piracicaba: CENA/USP, 1998.

MOURA, A. E. S. S.; CORREA, M. M.; SILVA, E. R.; FERREIRA, L. R. C.; FIGUEIREDO, A. C.; POÇAS, J. M.C. Interceptação das chuvas em um fragmento de floresta na Mata Atlântica na Bacia do Prata, Recife – PE. **R. Árvore**, v. 33, n. 3, p. 461-469, 2009.

MUSGRAVE, G. W. How much of the rain enters the soil. In: **The yearbook of agriculture**. Washington, DC: USDA, 1955.

MUSGRAVE, G. W.; AND HOLTAN, H. N.; Infiltration. In: VEN TE CHOW. **Handbook of applied Hydrology**. New York: Mc Graw Hill, 1964.

NAKAYAMA, P. T.; MENDES, J. B.; ARAÚJO LOBO, G.; MASSUIA DA SILVEIRA, G. **Avaliação do Parâmetro CN do Método de Soil Conservation Service (Scs) nas bacias do Ribeirão dos Marins e Córrego Bussocaba – Estado de São Paulo**. XIX SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS- MACEIÓ- 2011.

Acessado em: outubro, 2013. Disponível em: www.abrh.org.br/.../824eacc7bed8b5c97115fcd89b874a15_e7517ee35.

NOWATZKI, A. **Geologia e Relevos do Paraná**. Disponível em: < <http://professoralexeinowatzki.webnode.com.br/geografia-do-parana/geologia-relevos-do-parana/> >. Acesso em: dia?.fev. 2013.

ODUM, E. **System ecology**. New York: Wiley, 1982.

OLIVEIRA, L. A.; GONÇALVES, R. M.; MARTINS, F.P. Contraste de condutividade hidráulica em solos de textura arenosa e argilosa encontrados nos tributários da margem esquerda do rio Tijuco, município de Ituiutaba, Estado de Minas Gerais, Brasil. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v. 11, n. 3, 2010.

OLIVEIRA, L. B. de. Determinação da macro e microporosidade pela mesa detensão em amostras de solo com estrutura indeformada. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Rio de Janeiro, v. 3, p. 197-200, 1968.

OLIVEIRA, M. B. **Análise do desempenho de equações de infiltração e de métodos de determinação da capacidade de campo para solos em uma bacia hidrográfica de São José de Ubá-RJ**. 220 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Departamento de Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

OLIVEIRA, V. de P. S.; ZANETTI, S.; AZEVEDO, H. J. de A.; SOUZA, E. F.; ALMEIDA, F. T. Avaliação do coeficiente de escoamento superficial em microbacia hidrográfica do rio paraíba do sul. In: CONGRESSO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 34., 2005, Canoas. **Anais...** Canoas: ULBRA, 2005.

OLIVEIRA, C. M. e TUCCI, C. E. M. **Hidrologia I – Interceptação**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2003.

O'GREEN, A. T.; DAHLGRE, R. A.; SWQROSWKY, A. DAVIS, T.KENNETH, W.; LEWIS, D. J. SINGER, M. J. Research connects soil hydrology and stream water chemistry in California oak woodlands. **California agriculture**, Califórnia, v. 64, n.2,, 2010.

PAIXÃO, F. J. R.; ANDRADE, A. R. S.; AZEVEDO, C. A. V.; SILVA, J. M.; COSTA, T. L.; FEITOSA, R. M. Estimativa da infiltração da água no solo através de modelos empíricos e funções não lineares. **Revista de Biologia e Ciências da Terra**, v. 5, n. 1, p. 1-12, 2004

PATHAK, P., LARYEA, R.B., SUDI, R. A runoff model for small watersheds in the semi-arid tropics. **Transactions of the ASAE**, cidade, v. 32, n. 5, p.1619-1624, 1989.

PENMAN, H, L. **Vegetation and hydrology**. London: Commonwealth Agricultural Bureau, 1963. (Technical communication, n.53).

PEZZOPANE, J.E.M; SENTELHAS, P.C.; ORTOLANI, A.A.; MORAES, A.V. C. Hourly rainfall pattern for three sites in the State of São Paulo, Brazil: a subsidy to agricultural practices planning. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 52, n. 1, 1995.

PINTO, N. L. S.; HOLTZ, A. C. T.; MARTINS, J. A. **Hidrologia de Superfície**. São Paulo: Edgard Blucher, 1973.

PISSARRA, T. C. T., **Avaliação quantitativa das características geomórficas de microbacias hidrográficas da ordem de magnitude em quatro posições do sistema de drenagem**. 124 f. Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal) - Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias, Universidade Estadual Paulista, Jaboticabal, 1998.

PISSARRA, T. C. T. **Análise da bacia hidrográfica do Córrego Rico na sub-região de Jaboticabal, SP**: comparação entre imagens TM-LANDSAT 5 e fotografias aéreas verticais. 136 f. Tese (Doutorado em Produção Vegetal) – Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias, Universidade Estadual Paulista, Jaboticabal, 2002.

PEREIRA, A. A. A. **Infiltração**. Florianópolis, 2009. Curso de Capacitação em Hidrologia e Hidrometria para Conservação de Mananciais.

PONCE, V. M.; HAWKINS, R. H. Runoff curvenumber: has it reached maturity?. **Journal of Hydrologic Engineering**, San diego, n. 1, v. 1, p. 11-19, 1996.

PORTO, R. L. L.; ZAHED FILHO, K.; SILVA, R. M. **Medição de vazão e curva chave**. Escola Politécnica da Universidade de São Paulo. Departamento de Engenharia Hidráulica e Sanitária. PHD – 307. Hidrologia Aplicada, São Paulo, 2001.

POTT, C. A.; ROSIM, D, C.; CLERIC de M, I. **Velocidade de Infiltração de Água VIB. Para que serve e como avaliar essa importante propriedade dos solos**. Informações Técnicas. Agrônomo, Campinas, v. 57, 2005. Acesso em 19 outubro, 2012. Disponível em: www.iac.sp.gov.br/.../agronomico/.../v57-1_VelocidadeInfiltracaoAgua.

POTT, C. A. **Determinação da velocidade de infiltração básica de água no solo por meio de infiltrômetros de aspersão, de pressão e de tensão em três solos do Estado de São Paulo**. 77 f. Dissertação (Mestrado em Agricultura Tropical e Sub tropical)–Instituto Agrônomo Campinas- Campinas 2001.

PHILIP, J.R. The theory of Infiltration: 5. The Influence of the Initial Moisture Content. **Soil Science**, v. 4, n. 84, p. 329-339, 1957.

PREVEDELLO, C.L. **Física do solo com problemas resolvidos**. Curitiba: Ed. SAEAFS, 1996.

QUEIROZ, J. E. **Parâmetros hidro-dinâmicos de um solo de várzea para fins de drenagem subterrânea**. 167 p. Tese (Doutorado em Agronomia) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1995.

RAMOS, G.J A.; DIAS, H. C.T.; MAFFIA, H, C.T.; SILVA, W. A. S. Monitoramento do nível do lençol freático do Rio Gualaxo do Norte, Mariana, MG. In: SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO PARAÍBA DO SUL, 2, 2009, Taubaté. **Recuperação de áreas degradadas, serviços ambientais e sustentabilidade**: anais. Taubaté: IPABHi, 2009. p. 633-640.

RALLISON, R. E. Origin and Evolution of the SCS Runoff Equation. In: SYMPOSIUM ON WATERSHED MANAGEMENT, 1980, New York. **Anais...**New York: American Society of Civil Engineers, 1980. vol. 2, p. 912-924

RANZINI, M.; RIGHETTO, A. M.; LIMA, W. P.; GUANDIQUE, M. E. G.; ARCOVA, F.C. S.; CICCIO, V. Processos hidrológicos de uma microbacia com Mata Atlântica, na região da Serra do Mar, SP. **Scientia Florestalis**, São Paulo?, n. 66, p.108 -19, dez. 2004.

RAWLS, W.J.; BRAKENSIEK, D.L.; SAXTON, K.E. Estimation of soil water properties. **Trans. Am. Soc. Agric. Eng.**, Michigan v. 25, p. 1316-1320, 1982.

REICHARDT, K.; TIMM, L.C. **Solo planta e atmosfera**: conceitos, processos e aplicações. Barueri: Manole, 2004.

REINERT, D. J.; REICHERT, J. M. **Propriedades Físicas do Solo**. Santa Maria: Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Rurais, 2006. 18p.

REFOSCO, J. C; PINHEIRO, A. Impacto do desflorestamento sobre o regime hídrico de uma bacia hidrográfica. **Revista de Estudos Ambientais**, Blumenau, v. 1, n. 2, p. 18-26,1999.

REICHARDT, K., ANGELOCCI L.R., BACCHI, O.O.S., PILOTTO, J.E. Daily Rainfall Variability At A Local Scale (1,000 Ha). In: **Piracicaba, SP, Brazil, And Its Implications On Soil Water Recharge**. Piracicaba: Departamento de Física e Meteorologia-ESALQ/USP, 1995.

REICHARDT, K. **A água em sistemas agrícolas**. São Paulo: Editora Manoele, 1990.

REICHARDT, K.; TIMM, L. C. Solo. **Planta e atmosfera**: conceitos processos e aplicações. São Paulo: Manole, 2004..

RIEHL, H.; LUECKEFEDT, W. Precipitation and thermodynamic structure of rain events in Venezuela. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 104, n. 9, p. 1162-1166, 1976.

RIGHETTO, A. M. **Hidrologia e recursos hídricos**. São Carlos: EESC/USP, 1998. 840p.

RIZZI, N. E. **Hidrologia florestal e manejo de bacias hidrográficas**. Curitiba, 2014. Apostila em formato digital (DVD). 2,8 Mb.

ROCHA, J.S.M. da. **Manual de manejo integrado de bacias hidrográficas**. Santa Maria: Imprensa Universitária, 1997.

ROCHA, O; PIRES, J. S. R.; SANTOS, J.E. dos. A bacia hidrográfica como unidade de estudo e planejamento. In: **A bacia hidrográfica do rio monjolinho: uma abordagem ecossistêmica e a visão interdisciplinar**. São Paulo: RIMA, 2000. p.1-16.

ROCHA, J.V. EL. Sistema de Informaciones Geográficas (SIG) em los contextos de Planificación del Medio Físico y de las Cuencas Hidrográficas. In: REPPETO, F.L.; KAREZ, C. S. **Aspectos geológicos de protección ambiental**. Montevideo: UNESCO, 2000. p. 112-123.

RODRIGUES, L. N.; MARIOTI, J. VARGAS, L. P.; SANTO, E. E.; MARTINS, E. S. Bacia experimental do Rio Buriti Vermelho: instrumentação, monitoramento e análise preliminar de dados. Disponível em: https://www.abrh.org.br/.../632def56e621c135deb2c0c74a075c32_7b27. Acesso em: 10 jun. 2012.

RODERJAN, C. V.; GALVÃO, F.; KUNIYOSHI, Y. S.; HATSCHBACH, G. G. As unidades fitogeográficas do estado do Paraná. **Ciência & Ambiente**, Santa Maria, v. 24, p. 75-92, jan./jun. 2002.

ROMANOVSKI, Z. **Morfologia e aspectos hidrológicos da Microbacia Rua Nova, Viçosa-MG, para fins de manejo**. 84 f. Dissertação (Mestrado em Ciência Florestal) - Universidade Federal de Viçosa, 2001.

RONDON NETO, R. M.; KOZERA, C.; ANDRADE, R. do R. de; CECY, A. T.; HUMMES, P. A.; FRITZSONS, E.; CALDEIRA, M. V. W.; MACIEL, M. de N. M.; SOUZA, M. K. F. Caracterização florística e estrutural de um fragmento de floresta ombrófila mista, em Curitiba, PR – Brasil. **Revista Floresta**, Curitiba, v. 32, n. 1, 2002.

ROSA FILHO, E. F.; HINDI, E. C; MANTOVANI, L. E.; BITTEINCOURT, A. V. L. Aquíferos do Paraná. Águas subterrâneas no estado do Paraná. In: ROSA FILHO, E. F et al. **Qualidade da água nas unidades aquíferas**. Edição do autor. Curitiba: [s.n.]?, 2010. p.103-107.

ROSA FILHO, E. F.; HINDI, E. C; MANTOVANI, L. E.; BITTEINCOURT, A. V. L. Aquíferos do Estado do Paraná. In: ROSA FILHO, E. F et al. **As rochas como reservatório de águas subterrâneas e a produtividade dos principais aquíferos no Estado do Paraná**. Edição do autor. Curitiba, 2011. p.43-56.

RUHOFF, L. A. Modelagem dinâmica de escoamento superficial na Bacia Arroio Grande, RS. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13. 2007, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: INPE, 2007. p. 3529-3531,

SALAMUNI E., STELLFELD M.C. Banco de dados geológicos geo-referenciados da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR) como base de sistema de informação geográfica (SIG). **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 49, p. 21-32, 2001

COMPANHIA DE SANEAMENTO DO PARANÁ (SANEPAR). Gestão por bacias hidrográficas, 2010. Disponível em: <<http://educando.sanepar.com.br/ensino>>. Acesso em: 15 mar. 2014.

SANTOS, L. C. C. **Estimativa de vazões máximas de projeto por métodos determinísticos e probabilísticos**. 173. p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental), Universidade Federal do Espírito Santo. Vitória, 2010.

SAGARA, F. T. **Estudo hidrológico de uma pequena bacia hidrográfica experimental no município de General Carneiro-Pr, através de monitoramento e modelagem**. 75 f. Dissertação (Mestrado em Agronomia) - Departamento de Ciência do Solo, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2001.

SARTORI, A.; GENOVEZ, A.M.; LOMBARDI NETO, F. Classificação hidrológica de solo brasileiros para a estimativa da chuva excedente com o Método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos - parte 2: aplicação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 10, n. 4, p.19-29, 2005.

SARTORI, A. **Avaliação da classificação hidrológica do solo para a determinação do excesso de chuva do método do serviço de conservação do solo dos Estados Unidos**. 189 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Faculdade Engenharia Civil da Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2004.

SCHWAB, G.O., FREVERT, R.K., EDMISTER, T.W. et al. **Soil and water conservation engineering**. 2. ed. New York: John Wiley & Sons, 1966.

SCHAEFER-SANTOS, J. **Ocupação do solo e comportamento hidrológico da sub-bacia do Rio Luís Alves, Bacia do Itajaí, Santa Catarina**. 199 f. Dissertação (mestrado em Engenharia Florestal) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2003.

SHINZATO, E. T.; GASPARORO, E, A.G.; TONELLO, K.C.; SOUZA, C.A .M ; VALENTE, R. O. A. título. In: SEMINÁRIO DE RECURSOS HÍDRICOS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PARAÍBA DO SUL. RECUPERAÇÃO DE ÁREAS DEGRADADAS SERVIÇOS AMBIENTAIS E SUSTENTABILIDADE, 2., 2009, Taubaté. **Anais...** Taubaté: editora, 2009. p. 125-132.

SCS, 1964. **Estimation of direct runoff from storm rainfall**. In: NATIONAL ENGINEERING HANDBOOK. Hydraulic Engineer. Loca: Editora, ano. 30 p. Section 4 – Hydrology. Chapter 10.

SIEFERT, C. A. C. **Delimitação de áreas hidrológicamente sensíveis por meio de modelagem de processos e da relação solo-vegetação em ambientes hidromórficos**. 111 f. Dissertação (Mestrados em Geografia) - Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2012.

SIDLE, R. C. Field observations and process understanding in hydrology: essential components in scaling. **Hydrological Processes**, v. 20, n. 6, p. 1439-1445, 2006.

SISTEMA METEOROLÓGICO DO PARANÁ (SIMEPAR). **Previsão climática.** Disponível em: www.maringamais.com.br/?pag=noticias_destaque&id=13740. Acesso em: 05 jan. 2013.

SILVA, A. S. Análise morfológica dos solos e erosão. In: GUERRA, A. J. T. **Erosão e conservação dos solos, conceitos, temas e aplicações.** 3. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007. p. 101-124.

SILVA, A. L.; ROVERATTI, R.; REICHARDT, K.; BACCHI, O. O. S.; TIMM, L. C.; BRUNO, I. P.; OLIVEIRA, J. C. M.; DOURADO NETO, D. Variability of water balance components in a coffee crop in Brazil. **Scientia Agrícola**, Piracicaba, v. 63, n. 2, p.105-114, 2006.

SILVA, G. J.; JÚNIOR, D. D. V.; BIANCHINI, A.; AZEVEDO, E. C.; MAIA, J.C.S. Variação de atributos físico-hídricos em Latossolo Vermelho-Amarelo do cerrado mato-grossense sob diferentes formas de uso. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, p. 2135-2143, 2008.

SILVA, J.M.A.; PRUSKI, F.F.; RODRIGUES, L.N.; CECÍLIO, R.A. Modelo para obtenção do hidrograma de escoamento superficial em bacias hidrográficas. Desenvolvimento e análise de sensibilidade. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, Recife, v. 4, n. 1, p. 78-84, 2009.

SILVEIRA, A. L. L. Ciclo hidrológico e a bacia hidrográfica. In: TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação.** Porto Alegre: Edusp/ABRH, 1997. p. 35-51.

SMEMOE, C. M.; NELSON, E. J.; ZHAO, B. Spatial averaging of land use and soil properties to develop the physically-based Green and Ampt parameters for HEC-1. **Environmental Modelling & Software**, [S.1], v.19, n.6, p.525-535, 2004.

SOBRINHO, T. A.; OLIVEIRA, P.T.S.; RODRIGUES, D.B.B.; AYRES, F.M. Delimitação automática de bacias hidrográficas utilizando dados SRTM. **Eng. Agríc**, Jaboticabal, v. 30, n. 1, p. 46-57, 2010.

SOIL SURVEY STAFF. **Keys to Soil Taxonomy.** 5. ed. Washington, DC: Natural Resources Conservation Service, 1993.

SOUZA, C. C. **Correlação e regressão linear simples. Parte 3.** Disponível em: www.ebah.com.br/content/.../correlacao-regressao-linear-simples-parte-3. Acesso em: 05 jan. 2013.

STHALER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Trans American Geophysical Union**, v. 38, p. 913-920, 1957.

TAYLOR, M.; MULHOLAND, M.; THORNBURROW, D. **Infiltration characteristics of soil under forestry and agriculture in the Upper Waikato Catchment.** New Zealand: Environment Waikato, 2008. Environment Waikato Technical Report 2009/18. Disponível em: <http://www.waikatoregion.govt.nz/PageFiles/10839/Tr0918.pdf>. Acesso em: 14 maio 2013

TASSI, R.; ALLASIA, D.G.; MELLER, A.; MIRANDA, T.C.; HOLZ, J.; SILVEIRA, L.L. Determinação do parâmetro CN para sub-bacias urbanas do Arroio Dilúvio. SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO SUL-SUDESTE, 1., 2006, Curitiba. **Anais...** [S.l.]: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2006. Disponível em: <<http://www.rhama.net/download/artigos/artigo46.pdf>>. Acesso em: 08 abr. 2013

TEIXEIRA, C. F. A.; DAME, R. C. F.; TERRA, V. S.S.; REISSER, J.C.; SIMONETE, M. A.; BRIKNER, G. F. Estimativa da infiltração de água através de modelos empíricos em um Argissolo Vermelho Amarelo sob cultivo de pessegueiro, cv Maciel. In: REUNIÃO SUL BRASILEIRA DE CIÊNCIA DO SOLO, 8., 2010, Santa Maria. **Anais...** Santa Maria, 2010. Disponível em: <<http://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/item/65871/1/575.pdf>>. Acesso em: 08 abr. 2013.

THOMAZ, E. L. Avaliação de interceptação e precipitação interna em capoeira e floresta secundária em Guarapuava – PR. **Revista do Departamento de Geociências, Geografia**, Guarapuava v. 14, n. 1, 47-60 2005.

THOMAZ, E. L.; VITOR, M. R. Caracterização de serrapilheira em Floresta Temperada com Araucária – Guarapuava-PR. In: SEMINÁRIO DE PESQUISA EM GEOGRAFIA FÍSICA: PERSPECTIVAS DA PESQUISA EM GEOGRAFIA FÍSICA, 1., 2003, São Paulo. **Anais...** São Paulo: FFLCH/USP, 2003. v. 1, p. 201–207.

THOMAZ, E. L. **Processos hidrogeomorfológicos e o uso da terra em ambiente subtropical, Guarapuava, PR**. 297 f. Tese (Doutorado em Ciência, área Geografia Física) - Faculdade de Filosofia Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

TONELLO, K.C.; CARDOSO, C.A.; DIAS, H.C.T. et al. Precipitação efetiva em plantio de pinus. **Revista da Madeira**, cidade, 83, p. 118-121, 2004.

TRIMBLE, S.W.; WEIRICH, F.H.; HOAG, B.L. Reforestation and the reduction of wateryield on the southern Piedmont since circa 1940. **Water Resources Researche**, Washington, v. 23, p. 425-437, 1987.

TUCCI, C.E.M. Hidrologia: ciência e aplicação. São Paulo: ABRH e EDUSP: **Coleção Recursos Hídricos**, v.4. 1993.

TUCCI, C. E. M.; CLARKE, R. T. Impacto das mudanças da cobertura vegetal no escoamento: revisão. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 2, n. 1, p. 135-152, 1997.

TUCCI, C.E.M. **Modelos hidrológicos**. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 1998.

TUCCI, C. E. M. **Curvas de intensidade de precipitação – Duração e Frequência**. Blog do Tucci: Recursos Hídricos e Meio Ambiente. Disponível em: <http://rhama.net/wordpress/?p=236>. Acesso em: maio 2011.

TUCCI, C. E M. Coeficiente de Escoamento e Vazão Máxima de Bacias Urbanas. RBRH - **Revista Brasileira de Recursos Hídricos** Volume 5 n.1 Jan/Mar, 61-68, 2000.

TUCCI, C. E M. **Modelos hidrológicos**. 2. ed. Porto Alegre: ABRH-UFRGS, 2005.

TYAGI, J. V.; MISHRA, S. K.; SINGH, R. SINGH, V. P. SCS-CN based time-distributed sediment yield model. **Journal of Hydrology**, v. 352, p. 388-403, 2008.

UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO (UFRRJ). **Diagnóstico ambiental das bacia dos rios Quimbira e Marimbondo**. Local: UFRRJ/FINAMMA, 1993. 63p.

U.S. DEPARTMENT OF AGRICULTURE (USDA). Soil Conservation Service. **Urban Hydrology for Small Watersheds**. Washington, D.C, 1986. (Technical Release 55).

VALLEJO, L.R. **A influência do litter florestal na distribuição das águas pluviais**. 88 p. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Pós Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1982.

VILLELA, S.M., MATTOS, A. **A Hidrologia aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, p. 245, 1975.

VELLOSO, H. P.; RANGEL-FILHO, A. L. R.; LIMA, I. C. A. **Classificação da vegetação brasileira adaptada a um sistema universal**. Rio de Janeiro: IBGE, Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 1991.

VIEIRA, S.; HOFFMANN, R. **Estatística experimental**. São Paulo: Atlas, 1989.

WARD, R.C.; ROBINSON, M. **Principles of hydrology**. London: Mc Graw-Hill, 1989.

WEYMAN, D. R. Throughflow on Hillslopes and its relation to the stream hydrograph. **Hydrological Sciences Journal**, v. 15, n. 3, p. 25-33, 1970.

WHIPKEY, R. Z.; KIRKBY, M. J. Flow within the soil In: KIRKBY, M.J. **Hillslope hydrology**. Chichester: Jhon Wiley, 1978. p.121-144.

WOODWARD, D. E.; HAWKINS, R. H.; HJELMFLT, A. T.; MULLEM, J. A. V.; QUAN, D.Q. **Curve number method**: origins, application and limitation, proceedings of second. Federal Interagency Hydrologic Modeling Conference, Las Vegas, Nevada. 2002

WYCHERLEY, P. R. **Rainfall in Malaysia**. Kuala Lumpur, 1967. (Panting Manual Rubber Research Institute, n.12).

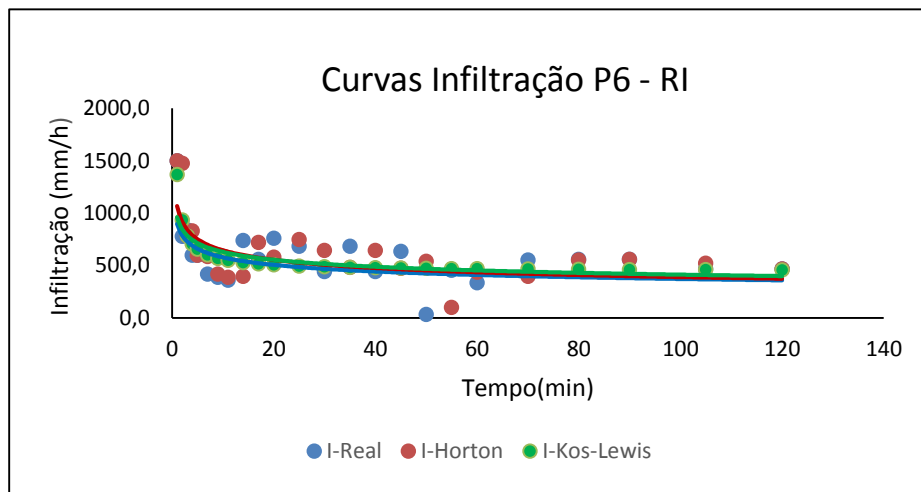
YOUNG, R.A.; ONSTAD, C.A.; BOSCH, D.D.; ANDERSON, W.P. **AGNPS, Agricultural non-point source pollution model**: a watershed analysis tool. Washington, DC: US Department of Agriculture, Agricultural Research Service, 1987. 65 p. (Conservation Research Report, 35).

YOUNG, M. D. B.; GOWING, J. W.; WYSEURE, G. C. L.; HATIBU, N. Parched-Thirst: development and validation of a process based model of rain water harvesting. **Agricultural Water Management**, v. 55, n. 2, p. 121-140, 2002.

ZARDIN, M. C.; RODRIGUES, M. F.; DALBIANCO, L.; JACOBS, L. E.; REICHERT, J. M.; MINELLA, J. P.G.; JÚNIOR, N. B. **Infiltração de água no solo em uma bacia hidrográfica florestal no sul do Brasil**. REUNIÃO BRASILEIRA DE CIÊNCIA DO SOLO, 9., 2012, Lages. **Anais...** Lages, 2012.

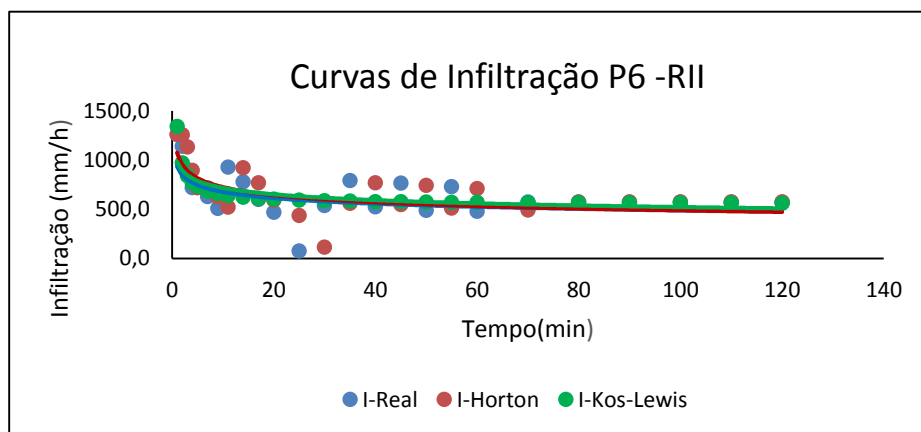
ZHAN, X.; HUANG, M. L. Arc CN-Run off: an Arc Gis tool for generation curve number and run off maps. **Environmental Modelling and Software**, Kansas v. 19, p. 875-879, 2004.

ANEXO - 1- CURVAS DE VELOCIDADE DE INFILTRAÇÃO DO POÇO 6 (Repetições I a V)



Correlação de Pearson para RI X Modelos

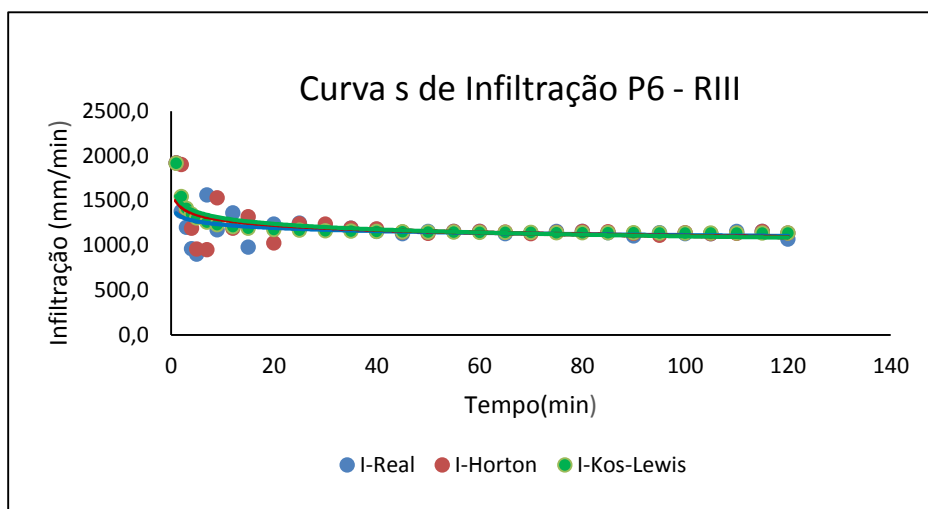
	I-REAL	I-HORTON	I-KOST/LEWIS
I-REAL	1		
I-HORTON	0,67034	1	
I-KOS/LEW	0,78401	0,84808	1



Correlação de Pearson para RII X Modelos

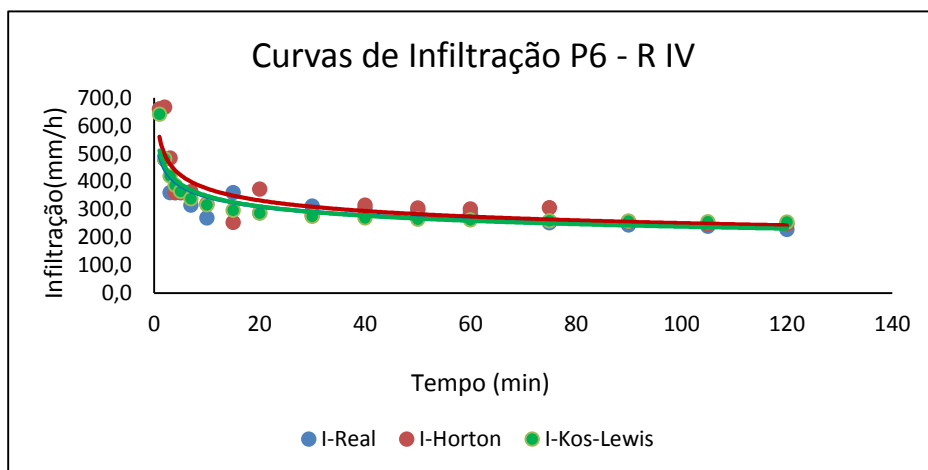
	I-REAL	I-HORTON	I-KOST/LEWIS
I-REAL	1		
I-HORTON	0,66466	1	
I-KOS/LEW	0,74443	0,77213	1

ANEXO - 1- CURVAS DE VELOCIDADE DE INFILTRAÇÃO DO POÇO 6



Correlação de Pearson para RIII X Modelos

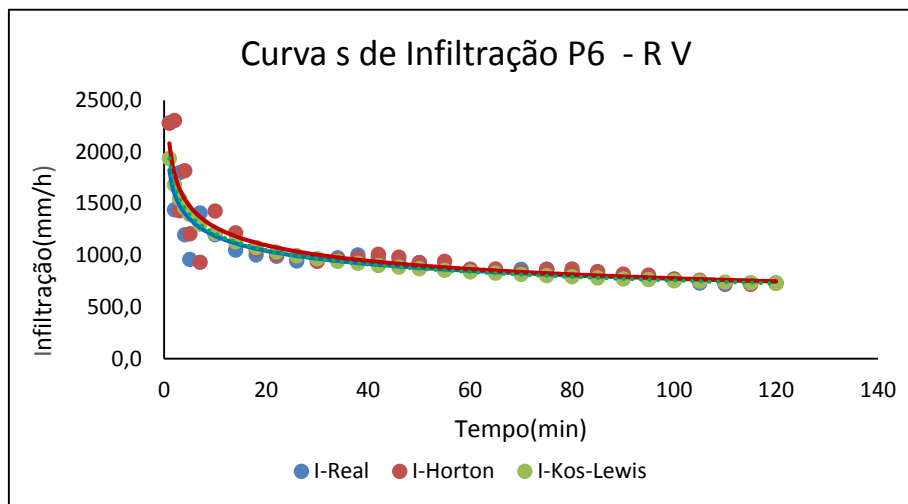
	I-REAL	I-HORTON	I-KOST/LEWIS
I-REAL	1		
I-HORTON	0,56653	1	
I-KOS/LEW	0,69338	0,79199	1



Correlação de Pearson para RIV X Modelos

	I-REAL	I-HORTON	I-KOST/LEWIS
I-REAL	1		
I-HORTON	0,87171	1	
I-KOS/LEW	0,95294	0,92117	1

ANEXO - 1- CURVAS DE VELOCIDADE DE INFILTRAÇÃO DO POÇO 6



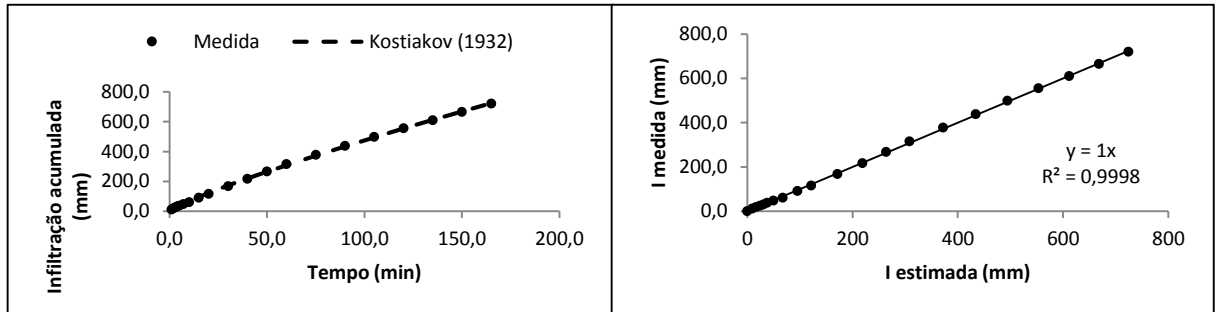
Correlação de Pearson para RV X Modelos

	I-REAL	I-HORTON	I-KOST/LEWIS
I-REAL	1		
I-HORTON	0,82410	1	
I-KOS/LEW	0,91535	0,89593	1

REGRESSÃO LINEAR ENTRE OS MODELOS MATEMÁTICOS E A INFILTRAÇÃO REAL ACUMULADA DO POÇO 06 REPETIÇÃO - I

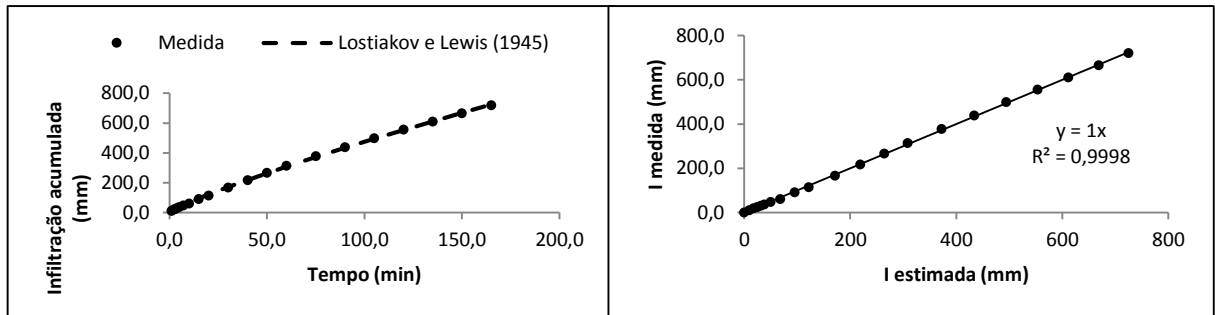
Infiltração acumulada (I)
Kostiakov (1932)

Regressão linear:
I_{Kostiakov (1932)} vs I_{medido}



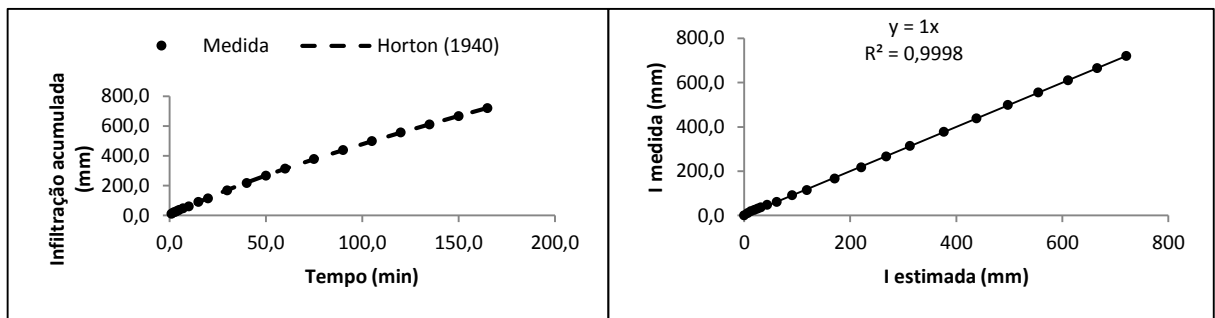
Kostiakov e Lewis (1932)

I_{Kostiakov e Lewis (1945)} vs I_{medido}



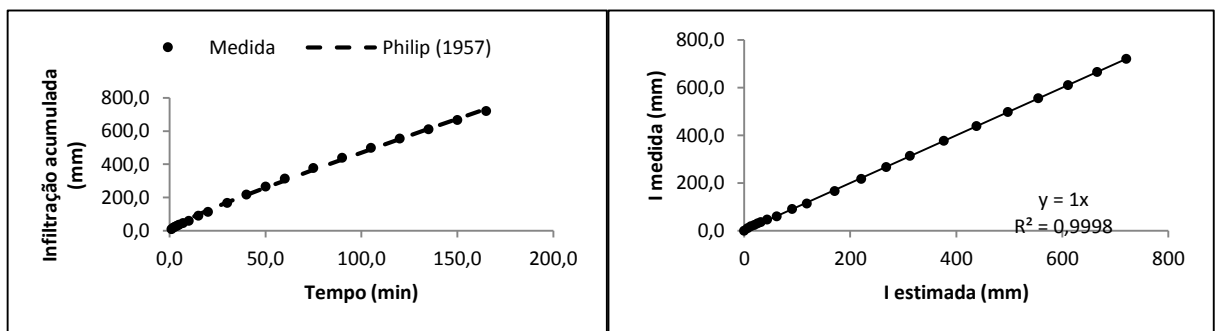
Horton (1940)

I_{Horton (1940)} vs I_{medido}



Philip (1957)

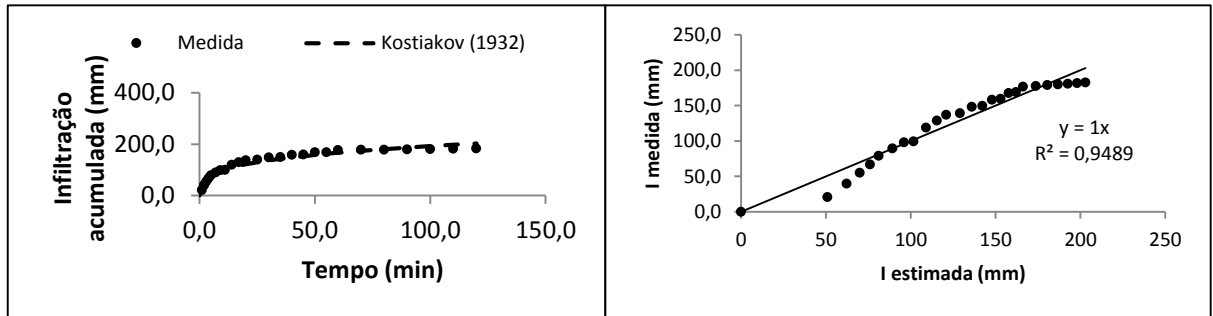
I_{Philip (1957)} vs I_{medido}



REGRESSÃO LINEAR ENTRE OS MODELOS MATEMÁTICOS E A INFILTRAÇÃO REAL ACUMULADA DO POÇO 06 REPETIÇÃO - II

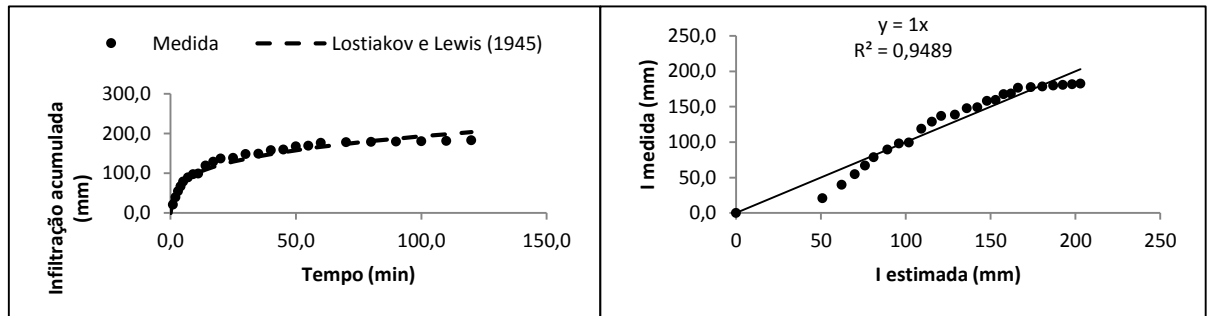
Infiltração acumulada (I)
Kostiakov (1932)

IKostiakov (1932) vs Imedido



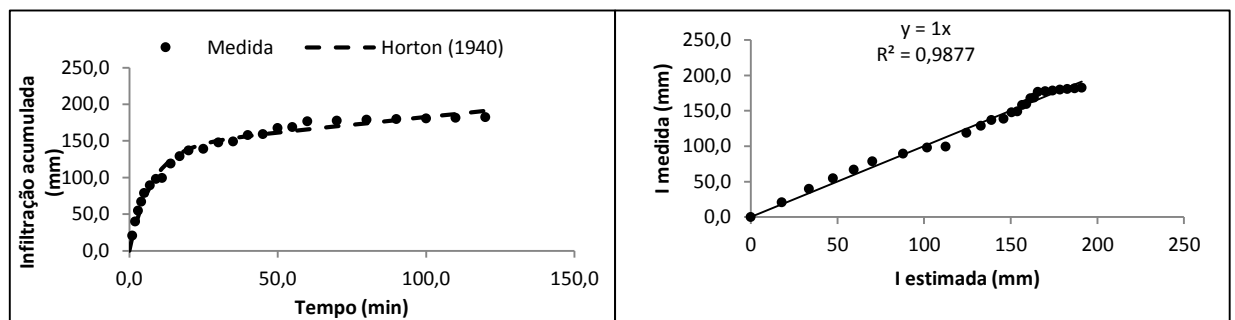
Kostiakov e Lewis (1945)

IKostiakov e Lewis (1945) vs Imedido



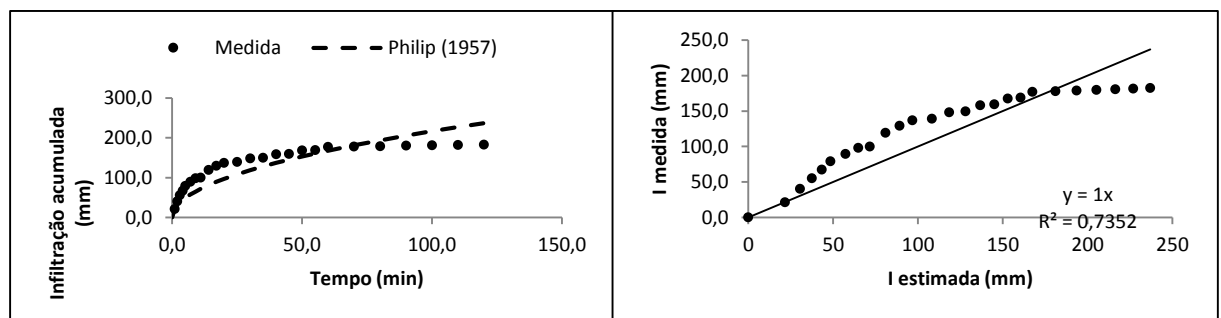
Horton (1940)

I Horton (1940) vs Imedido



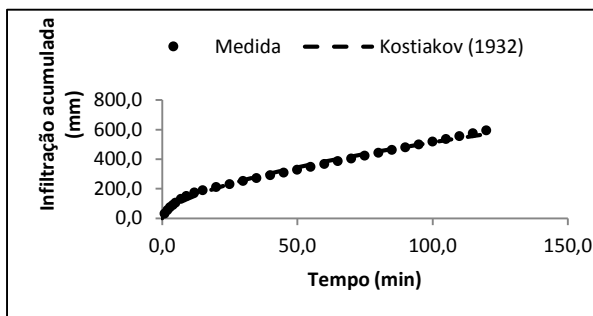
Philip (1957)

IPhilip (1957) vs Imedido

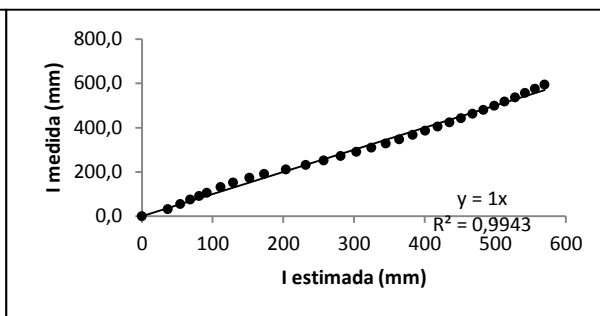


REGRESSÃO LINEAR ENTRE OS MODELOS MATEMÁTICOS E A INFILTRAÇÃO REAL ACUMULADA DO POÇO 06 REPETIÇÃO - III

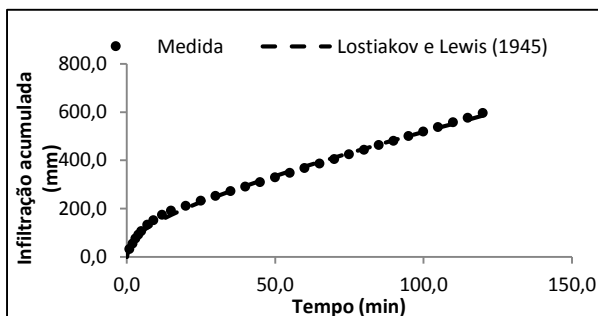
Infiltração acumulada (I)
Kostiakov (1932)



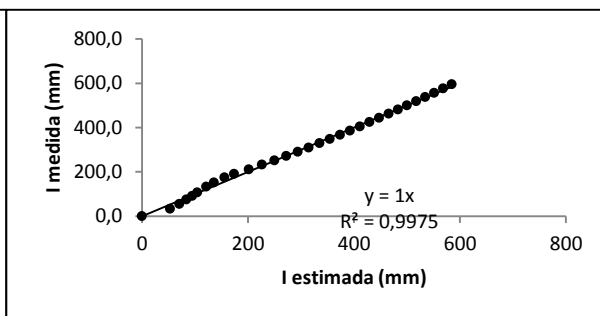
Regressão linear:
IKostiakov (1932) vs Imedido



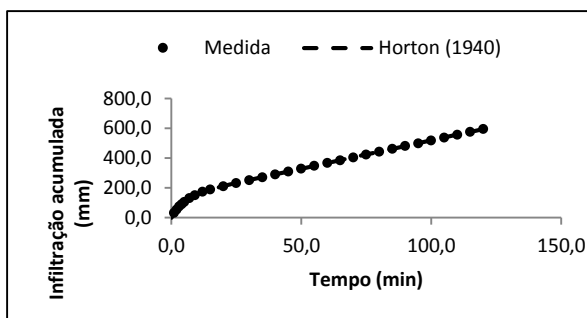
Kostiakov e Lewis (1932)



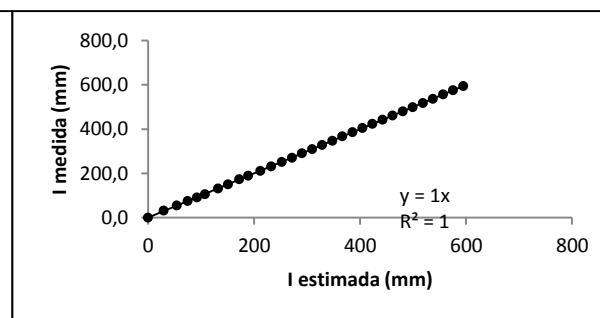
IKostiakov e Lewis (1932) vs Imedido



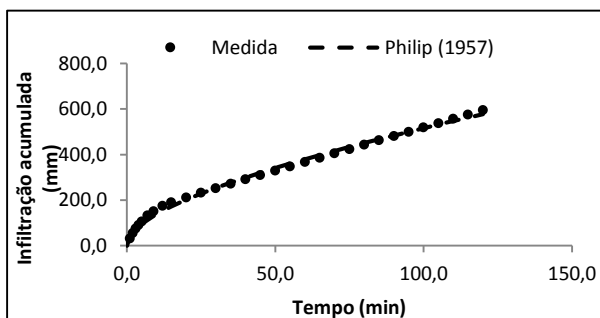
Horton (1940)



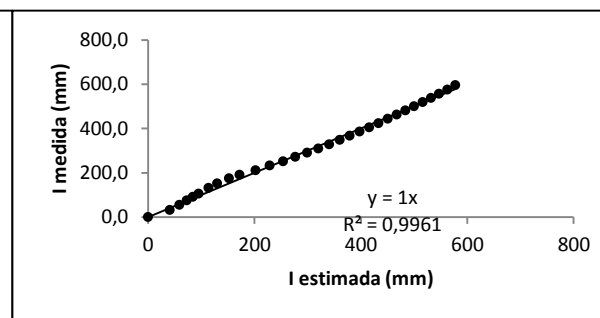
I Horton (1940) vs Imedido



Philip (1957)

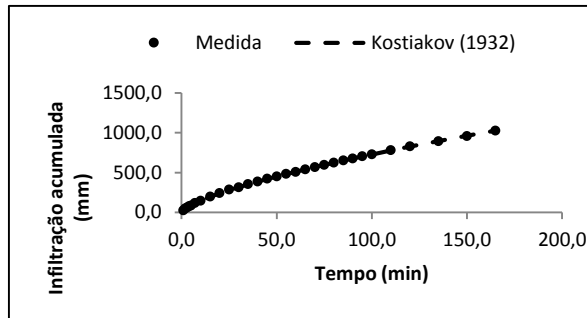


IPhilip (1957) vs Imedido

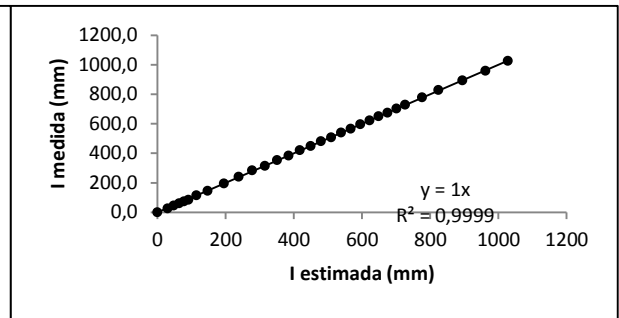


REGRESSÃO LINEAR ENTRE OS MODELOS MATEMÁTICOS E A INFILTRAÇÃO REAL ACUMULADA DO POÇO 06 REPETIÇÃO - IV

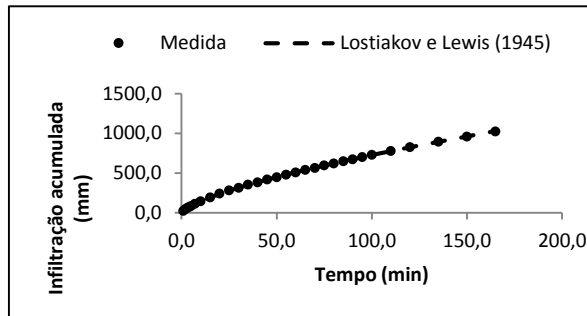
Infiltração acumulada (I)
Kostiakov (1932)



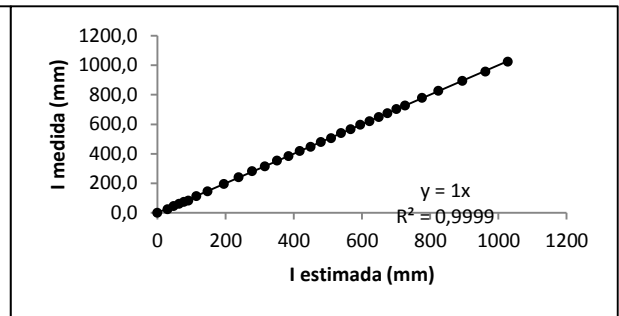
Regressão linear:
IKostiakov (1932) vs Imedido



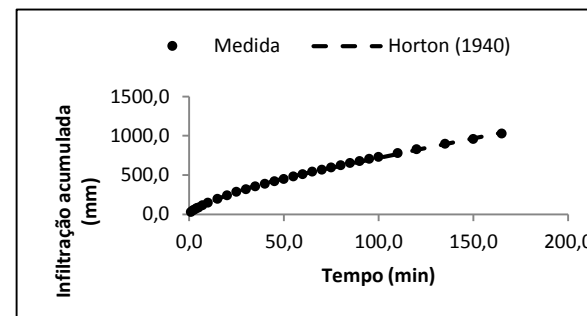
Kostiakov e Lewis (1932)



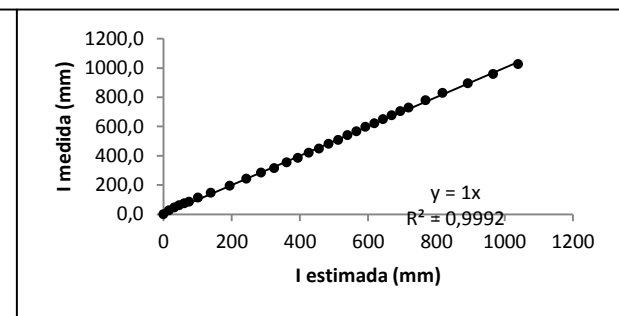
IKostiakov e Lewis (1945) vs Imedido



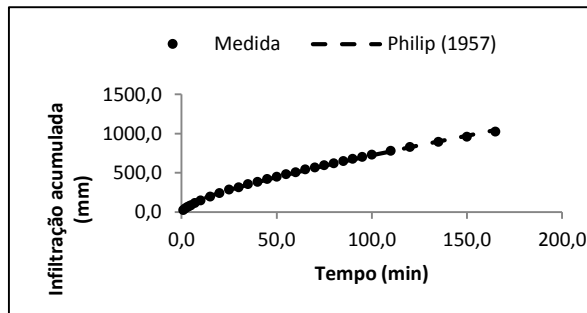
Horton (1940)



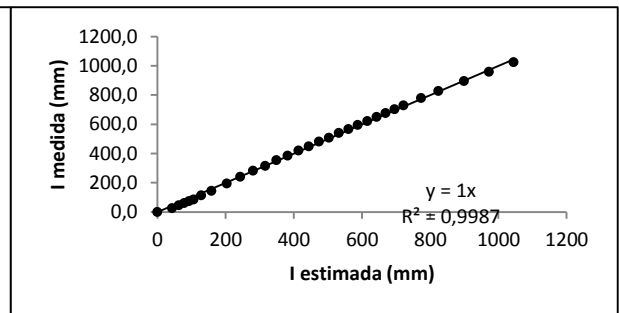
I Horton (1940) vs Imedido



Philip (1957)



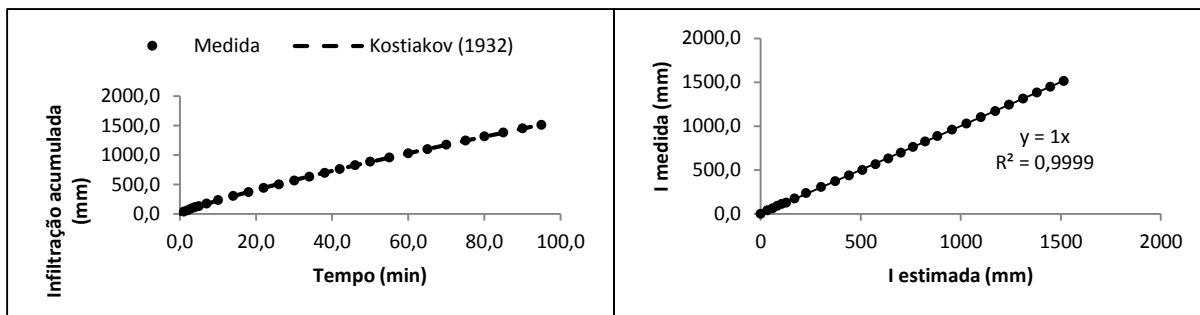
I Philip (1957) vs Imedido



REGRESSÃO LINEAR ENTRE OS MODELOS MATEMÁTICOS E A INFILTRAÇÃO REAL ACUMULADA DO POÇO 06 REPETIÇÃO - V

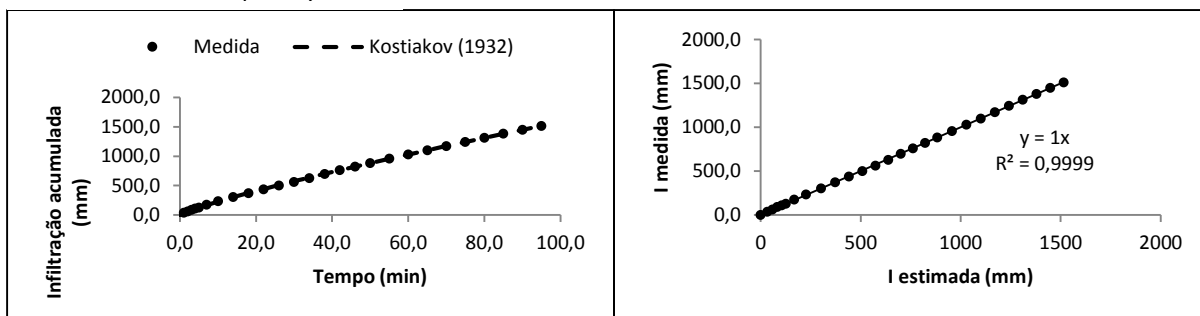
Infiltração acumulada (I)
Kostiakov (1932)

Regressão linear:
I_{Kostiakov (1932)} vs I_{medido}



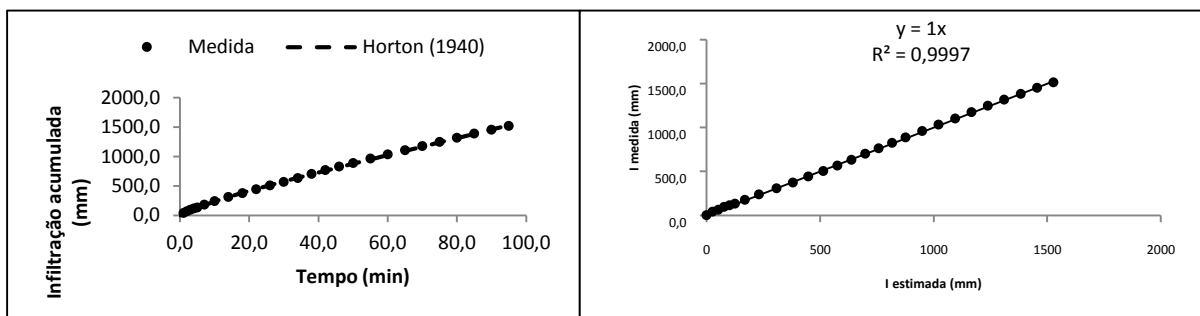
Kostiakov e Lewis (1932)

I_{kostiakov e Lewis (1945)} vs I_{medido}



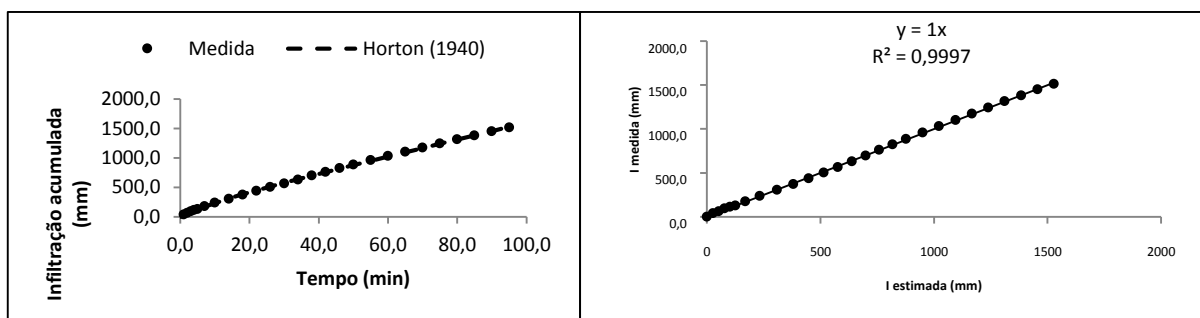
Horton (1940)

I_{Horton (1940)} vs I_{medido}



Philip (1957)

I_{Philip (1957)} vs I_{medido}



ANEXO 3 – Modelo de Planilha para Cálculo de Velocidade de Infiltração

Tempo		Leitura na Escala								
Instantâneo (minuto)	Acumulado (minuto)	Direta (mm)	Recarga Anel Menor (mm)	Leitura Corrigida(mm)	Instantânea (mm/h)	Acumulada (mm/min)	Acumulada média (mm/h)	Infiltração Horton mm/h	Kostiakov mm/h	Kos/Lew mm/h
0	0	11,5			1260,0	0,0				
1	1	9,4		21,0	1260,0	21,0	1260,0	1260,0	556	610
1	2	8,5		9,0	540,0	30,0	900,0	1242,1	486	489
1	3	7,6		9,0	540,0	39,0	780,0	540,0	450	437
1	4	6,8		8,0	480,0	47,0	705,0	538,5	426	406
1	5	6,1		7,0	420,0	54,0	648,0	478,1	408	386
2	7	5,1		10,0	300,0	64,0	548,6	414,1	383	359
2	9	4,2	11,5	9,0	270,0	73,0	486,7	298,5	365	342
3	12	9,1		24,0	480,0	97,0	485,0	285,3	345	325
3	15	7,1		20,0	400,0	117,0	468,0	474,2	331	313
5	20	4,7		24,0	288,0	141,0	423,0	386,8	313	300
5	25	2,8	11,5	19,0	228,0	160,0	384,0	280,9	300	292
5	30	7,9		36,0	432,0	196,0	392,0	252,1	290	285
5	35	5,6		23,0	276,0	219,0	375,4	413,6	281	280
5	40	3,8	11,5	18,0	216,0	237,0	355,5	268,9	274	277
10	50	5,9	11,5	56,0	336,0	293,0	351,6	242,7	263	271
10	60	6,1	11,5	54,0	324,0	347,0	347,0	333,3	254	266
15	75	4,4	11,5	71,0	284,0	418,0	334,4	311,4	243	261
15	90	4,5	11,5	70,0	280,0	488,0	325,3	282,7	235	258
15	105	4,6	11,5	69,0	276,0	557,0	318,3	278,7	228	255
15	120	4,6		69,0	276,0	626,0	313,0	276,0	222	253

ANEXO 3 – Modelo de Planilha para Cálculo de Velocidade de Infiltração

Cálculo da constante “k” usada na Equação de Horton	
$f_i = f_c + (f_o - f_c) \times 2,7182818^{-0,020660154 \times t}$	
Constante 'K'	
$f_i = f_c + (f_o - f_c) \times e^{-k \times t}$ $f_o = 1260 \text{ mm/h (inicial)}$ $f_c = 276 \text{ mm/h (final)}$ $f_i = 324 \text{ mm/h (aos 60 min do experimento)}$ $t = 120 \text{ minutos}$ $e = 2,7182818$ <p>A equação para o cálculo de “K” fica sendo a seguinte:</p> $324 = 276 + (1260,0 - 276) \times 2,7182818^{-k \times 120}$ $324 = 276,0 + 984 \times 2,718218^{-k \times 120}$ <p>...isolando “k”...</p> $324 = 276 + 984 \times 2,7182818^{-k \times 120}$ $(324 - 276) \div 984 = e^{-120 K}$ $0,048780487 = e^{-120 K}$ $\ln 0,048780487 = -120 K$ $-(1/120) \times K = \ln 0,088888$ $K = -(1/120) \times \ln 0,088888$ $K = -0,008333333 \times -3,020424886$ $K = 0,025170197$	

Fonte: Rizzi (2014).

Anexo 4 – Tabela Síntese das vazões Reais e Estimadas pela Equação de Thompson – 2011.

Data	Altura Lâm. Água h (cm)	VAZÃO Real (L/s)	Vazão Real Média (L/s)	Vazão Thompson (L/s)	Thompson Média (L/s)	Desvio Padrão
20/03/2011	1,6	0,0240	0,02	0,0447	0,04	0,010
23/03/2011	1,6	0,0230		0,0447		
19/04/2011	1,6	0,0500	0,06	0,0447	0,06	0,000
29/04/2011	2,0	0,0740		0,0781		
16/05/2011	2,4	0,1330	0,13	0,1231	0,12	0,007
08/06/2011	2,3	0,1140	0,19	0,1107	0,18	0,007
10/06/2011	2,5	0,0740		0,1364		
24/06/2011	3,1	0,3400		0,2335		
25/06/2011	3,1	0,2480		0,2335		
01/07/2011	6,9	2,0680	0,64	1,7258	0,54	0,070
08/07/2011	2,4	0,1350		0,1231		
22/07/2011	2,8	0,2320		0,1810		
30/07/2011	2,3	0,1390		0,1107		
09/08/2011	2,8	0,2290	0,36	0,1810	0,31	0,03
11/08/2011	4,0	0,4960		0,4416		
23/08/2011	3,5	0,3430		0,3163		
08/09/2011	5,5	1,0640	1,06	0,9790	0,98	0,05
10/10/2011	3,0	0,2530		0,2151		
11/10/2011	3,1	0,2510		0,2335		

Fonte: do autor(2013)

Anexo 4 – Tabela Síntese das vazões Reais e Estimadas pela Equação de Thompson – 2011.

Data	Altura Lâm. Água h (cm)	VAZÃO Real (L/s)	Vazão Real Média (L/s)	Vazão Thompson (L/s)	Thompson Média (L/s)	Desvio Padrão
14/10/2011	3,5	0,3330		0,3160		
17/10/2011	4,5	0,5000		0,5920		
25/10/2011	3,5	0,3230	0,31	0,3163	0,30	0,007
31/10/2011	2,4	0,1400		0,1231		
17/11/2011	1,6	0,0450	0,05	0,0447	0,04	0,007
14/12/2011	1,6	0,0480	0,05	0,0447	0,04	0,007

Fonte: do autor(2013)

Anexo 4 – Tabela Síntese das vazões Reais e Estimadas pela Equação de Thompson – 2012.

Data	Altura Lâm. Água h (cm)	VAZÃO Real (L/s)	Vazão Real Média (L/s)	Vazão Thompson (L/s)	Thompson Média (L/s)	
12/01/2012	5,2	0,89	1,11	0,8509	1,1514	0,035
16/01/2012	6,2	1,30		1,3209		
24/01/2012	6,0	1,08		1,2169		
27/01/2012	6,0	1,15		1,2169		
13/02/2012	6,4	1,37	1,39	1,4300	1,5082	0,078
15/02/2012	6,3	1,29		1,3748		
20/02/2012	6,3	1,31		1,3748		
23/02/2012	6,3	1,13		1,3748		
28/02/2012	7,3	1,86		1,9869		
14/03/2012	6,0	0,57	0,96	1,2169	1,2275	0,189
28/03/2012	5,5	1,04		0,9790		
16/03/2012	6,5	1,28		1,4865		
09/04/2012	6,7	1,44	0,61	1,6035	0,6628	0,037
16/04/2012	1,9	0,05		0,0687		
27/04/2012	3,5	0,33		0,3163		
12/05/2012	2,0	0,09	0,33	0,0781	0,2739	0,040
25/05/2012	4,1	0,57		0,4697		

Fonte: do autor(2013)

Anexo 4 – Tabela Síntese das vazões Reais e Estimadas pela Equação de Thompson – 2012.

Data	Altura Lâm. Água h (cm)	VAZÃO Real (L/s)	Vazão Real Média (L/s)	Vazão Thompson (L/s)	Thompson Média (L/s)	Desvio Padrão
01/06/2012	3,6	0,33	1,76	0,3393	1,6469	0,081
05/06/2012	10,6	5,90		5,0483		
11/06/2012	7,3	2,00		1,9869		
19/06/2012	4,6	0,35		0,6263		
25/06/2012	3,1	0,21		0,2335		
09/07/2012	3,6	0,28	0,35	0,3393	0,3781	0,020
30/07/2012	2,3	0,12		0,1107		
12/07/2012	4,5	0,50		0,5928		
19/07/2012	4,1	0,51		0,4697		
27/08/2012	1,6	0,05	0,05	0,0447	0,0447	0,004
12/09/2012	0,9	0,02	0,14	0,0106	0,1063	0,024
21/09/2012	2,9	0,23		0,1976		
25/09/2012	2,3	0,17		0,1107		
02/10/2012	1,5	0,05	0,14	0,0380	0,0957	0,032
10/10/2012	2,3	0,17		0,1107		
11/10/2012	2,3	0,17		0,1107		
19/10/2012	2,0	0,11		0,0781		
22/10/2012	2,3	0,16		0,1107		
27/10/2012	2,3	0,17		0,1107		
31/10/2012	2,3	0,17		0,1107		

Fonte: do autor(2013)

Anexo 4 – Tabela Síntese das vazões Reais e Estimadas pela Equação de Thompson – 2012.

Data	Altura Lâm. Água h (cm)	VAZÃO Real (L/s)	Vazão Real Média (L/s)	Vazão Thompson (L/s)	Thompson Média (L/s)	Desvio Padrão
10/11/2012	2,0	0,11	0,08	0,0781	0,0614	0,013
27/11/2012	1,6	0,05		0,0447		
03/12/2012	2,2	0,11	0,11	0,0991	0,0860	0,017
11/12/2012	2,5	0,18		0,1364		
17/12/2012	1,3	0,04		0,0266		
19/12/2012	1,6	0,05		0,0447		
22/12/2012	2,4	0,17		0,1231		

Fonte: do autor(2013)

Apêndice

1. QUALIDADE DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

A qualidade da água subterrânea é controlada por fatores naturais como os geológicos, climáticos e também pela ação antrópica. Em aquíferos que não sofrem ação humana, a qualidade das águas subterrâneas é resultante somente das interações geoquímicas entre a água e as rochas. Em um mesmo aquífero, a qualidade da água poderá ser alterada devido ao tempo de residência da água no local e ao longo do fluxo da água que ocorre desde as áreas de recarga até as zonas de sua descarga (ROSA FILHO, 2011).

Quanto mais tempo a água permanecer em contato com os materiais solúveis que constituem o aquífero, maior será o conteúdo de sólidos totais dissolvidos na mesma. A qualidade da água subterrânea pode ser afetada, também, pela mistura de águas provenientes de aquíferos diferentes e pelas condições climáticas. Para a análise da qualidade da água dos aquíferos são normalmente analisados alguns parâmetros físicos, químicos e microbiológicos como, por exemplo: alcalinidade total, dureza total, sólidos totais dissolvidos, sílica dissolvida, bicarbonato, carbonato, cloreto, fluoreto, fosfato, sulfato, nitrato, nitrito, cálcio, magnésio, sódio, potássio, ferro além de pH temperatura, demanda química de oxigênio (DQO) e demanda biológica de oxigênio (DBO) (ROSA FILHO, 2011).

De acordo com Godoy (2005), as águas subterrâneas, representam o recurso mais precioso e mais vulnerável em diversos países do mundo, inclusive nos EUA, que tem nelas a principal fonte de abastecimento de água potável para quase metade de sua população. Qualquer poluente que entre em contato com o solo poderá contaminar a águas dos aquíferos. Segundo o autor, um quarto deste tipo de água, que está em uso atualmente no mundo, já está contaminado.

Até a década de 70 se creditava que o solo e as rochas ofereciam uma proteção natural para a água em profundidade, contudo a existência de traços de contaminação nesta modalidade de água desencadeou uma série de pesquisas sobre a contaminação de águas subterrâneas e atualmente, se sabe que inúmeros fatores comprometem a sua qualidade (SILVA e ARAÚJO, 2003).

Godoy (2005) relata que a crescente contaminação ocorre pela água salgada, contaminantes microbiológicos, produtos químicos orgânicos, inorgânicos e pesticidas, sendo que a descarga de detritos industriais tóxicos constitui a principal fonte de contaminantes. Segundo o autor, áreas alagadas são importantes locais de recarga de aquíferos, porém o assoreamento destes locais e sua utilização como depósito de lixo pode proporcionar alta contaminação do mesmo.

Silva e Araújo (2003) ressaltam a importância de se conhecer as características da geologia de um local de interesse, devido à importância exercida pelo material que compõem o solo, bem como pela presença de afloramento rochoso, e da fragilidade do local em relação à contaminação da água de sub superfície.

Para os autores quanto maior for a capacidade de infiltração do solo, maior é o perigo de haver contaminação da água. Áreas com solos arenosos proporcionando maior permeabilidade são mais susceptíveis ao espalhamento de plumas de contaminação. As áreas onde os solos são mais argilosos e de baixa permeabilidade, há a uma maior dificuldade de fluxo dos fluídos contaminados. Porém se deve considerar que alguns solos argilosos podem apresentar alta porosidade, o que facilitaria a contaminação.

As florestas também exercem grande importância na qualidade da água subterrânea e dos rios. A vegetação geralmente pode melhorar a qualidade da água, pois florestas bem desenvolvidas exercem função reguladora que reduz o volume de escoamento superficial controlando o fluxo de sólidos carregados pela enxurrada rio a dentro (SOPPER, 1975). De acordo com Primavesi *et al.* (2002) as áreas de florestas não perturbadas, constituem a melhor condição desejada para a proteção dos recursos hídricos. Para os autores o monitoramento hidrológico das micro bacias com vegetação natural remanescente, representa uma referência na comparação com bacias que sofreram impactos de origem antrópica.

A concentração de elementos químicos dissolvidos nas águas dos rios de bacias florestadas é, em geral baixa, especialmente na fase inicial de sucessão vegetal. Isso ocorre devido grande absorção de elementos químicos pelas raízes das plantas. O poder depurativo da vegetação pode ser exemplificado pela atuação da mata ciliar, através de sua eficiência comprovada na retenção do nitrato de origem antrópica, que evita a contaminação dos rios (BACELLAR, 2005).

Também o ambiente redutor existente em solos de mata ciliar proporciona a denitrificação das águas subterrâneas e sub superficiais que descem morro abaixo (ANGIER *et al.*, 2005). O manejo inadequado em áreas pode trazer consequências indesejáveis. A substituição de florestas por vegetação de porte menor, como as pastagens podem provocar a subida do nível freático. Devido ao sistema radicular menor, a vegetação de menor porte não consegue absorver a água o suficiente para que seja transpirada pelas plantas. Como resultado, pode haver um incremento do fluxo de base e conseqüentemente o aumento da salinidade pela solubilização de sais existentes próximos ao sistema radicular (SILBESTEIN *et al.*, 2003).

De acordo com Parron *et al.* (2011), existem uma vasta variedade de elementos e substâncias químicas dissolvidas na água cuja fonte predominante é o intemperismo que ocorre naturalmente nas rochas, porém a mesma água que dissolve os minerais e transporta os íons dissolvidos para os rios e oceanos, pode ser contaminada pelas contribuições de origem antrópica. Matos (2013) relata que as águas subterrâneas tendem a ser mais ricas no conteúdo de sais dissolvidos do que as águas superficiais. As quantidades de sais presentes nesta modalidade de água refletem, não somente, as características dos substratos rochosos, mas também a sua variação se dá em função do comportamento geoquímico dos compostos químicos envolvidos. De acordo com o autor, como é de conhecimento que existem sensíveis variações nas composições químicas das rochas, também é possível se esperar que haja uma certa relação entre a composição química das águas subterrâneas e a composição química das rochas que compõem o aquífero predominante em uma determinada área.

Em Rosa Filho *et al.* (2010), é relatado que a água ideal para o consumo humano é a que não oferece perigo para a sua saúde. Portanto, para que ela seja considerada potável é necessário que esteja dentro de limites avaliados segundo os aspectos químicos, físicos, bacteriológicos e radioativos e, somente, a partir dos resultados das análises destes parâmetros é que a água pode ser utilizada para abastecer a população. De acordo BNDES (2012), a importância da preservação da qualidade da água no Brasil, se dá pelo fato de que o país apresenta em todo o seu território, condições altamente favoráveis ao desenvolvimento da vida e ao ciclo de renovabilidade dos potenciais de água superficial e subterrânea.

A água subterrânea disponível é considerada abundante e de boa qualidade para o consumo. Como exemplo da importância dessa modalidade de água para o país, é possível citar a cidade de São Paulo, a qual tem 71% dos municípios paulistas abastecidos, de maneira total ou parcial, por águas de origem subterrânea, sendo que 47% destes municípios são exclusivamente abastecidos por esta fonte.

Portanto, dada a magnitude de sua importância, principalmente, para o abastecimento da população, as condições de qualidade que asseguram sua potabilidade são pautadas pelos limites descritos pelas seguintes legislações:

- a) A Portaria Nº 518/2004, do Ministério da Saúde, é de uso obrigatório em todo o território nacional. Ela estabelece a norma de qualidade da água para o consumo humano, incluindo os procedimentos e responsabilidades relativos ao controle e vigilância da qualidade da água e seu padrão de potabilidade.
- b) A Portaria MS 2914 de 2011 (do Ministério da Saúde), que versa sobre água para consumo humano, define: Água para consumo humano: água potável destinada à ingestão, preparação e produção de alimentos e à higiene pessoal, independentemente da sua origem; Água potável: água que atenda ao padrão de potabilidade estabelecido na Portaria 2914 e que não ofereça riscos à saúde; Padrão de potabilidade: conjunto de valores permitidos como parâmetro da qualidade da água para consumo humano, conforme definido na Portaria 2914;.
- c) A Resolução Nº 357/2005, do Conselho Nacional do Meio Ambiente (CONAMA), que pertence ao Ministério do Meio Ambiente, é uma resolução que dispõe sobre a classificação dos corpos de água e as diretrizes ambientais para o seu enquadramento. Os valores máximos permitidos que são especificados em tal resolução são destinados à águas de mananciais que são destinadas ao abastecimento do consumo humano, após desinfecção e também àquelas destinadas à preservação do equilíbrio natural das comunidades aquáticas.

2) MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 QUALIDADE DA ÁGUA DOS POÇOS HÍDRICOS

De acordo com Bottura (2009), antes de ser iniciada a amostragem da água subterrânea no poço de monitoramento, deve-se eliminar aquela parcela de água que permanece estagnada dentro do poço. Este procedimento é denominado de purga da água.

O autor relata que a necessidade de realização ou não deste procedimento é um assunto polêmico e discutido há várias décadas no cenário internacional, sem que, ainda, haja uma posição sólida a respeito da necessidade da realização da purga e de qual o melhor procedimento a ser adotado para esta prática. O autor, também relata que tradicionalmente se realiza a purga por volume determinado, a purga de baixa vazão e mais recentemente, se realiza a amostragem passiva que elimina a necessidade de purga. Na (Figura 1) é observado o procedimento da purga realizado em um dos poços de monitoramento.



FIGRUA 1. Procedimento de purga antes da amostragem da água.

Fonte: fotos do autor (2011).

O procedimento de purga da água foi adotado para que a amostra da água subterrânea coletada fosse representativa do meio amostrado. Segundo Bottura (2009), a água estagnada no interior dos poços mantém características físico-químicas diferentes da água do aquífero. Para efetuar o processo, a retirada da água se utilizou uma bomba submersa de 12 volts com baixa vazão (ligada a uma

bateria) para evitar agitação excessiva e tomando o cuidado para não rebaixar a água a ponto de esgotar o poço. Com este procedimento se pretendia retirar a água contida no interior da porção filtrante superior do poço de monitoramento para descartar o volume inicial da água.

Após, as amostras eram coletadas em garrafas de polietileno e levadas imediatamente ao laboratório de Hidrologia Florestal e Qualidade de Água da UFPR, para a determinação dos seguintes parâmetros: pH, turbidez, condutividade elétrica (CE) e oxigênio dissolvido (OD) através da utilização de aparelhos de bancada como peagâmetro, turbidímetro, condutivímetro e oxímetro. Em seguida foram determinados os parâmetros: Demanda Bioquímica de Oxigênio (DBO), Demanda Química de Oxigênio (DQO), Nitrato (NO_3^-) e Fósforo (PO_4^-), de acordo com a metodologias do Standard Methods (2012). A determinação de parâmetros como nitrato e fósforo foi realizada por espectrometria através de espectrofotômetro e elaboração das curvas com concentrações determinadas conforme metodologia do Sandard Methods (2012) (Figura 2).



FIGURA. 2. Espectrofotômetro e rotina de análise de água em laboratório. (Curva do fósforo e frascos para análise de DBO E DQO).
Fonte: fotos do autor (2011).

3 Resultados

3.1 Qualidade da Água do Nível Freático

Os parâmetros de qualidade de água analisados na bacia experimental serviram como instrumento de caracterização das condições químicas da água na área de estudo. Tal como todas as grandezas estudadas nesta pesquisa, também a qualidade da água subterrânea pode ter sido influenciada pelas componentes naturais e pelas condições do meio. Por isso, ela serviu como um elemento de avaliação da qualidade do uso e ocupação do solo da bacia experimental.

De acordo com Rosa Filho *et al.* (2010), a qualidade da água subterrânea é controlada por fatores naturais como a geologia, o clima e principalmente pela ação antrópica. Por isso, foram analisados alguns parâmetros químicos que serviram para caracterizar qualitativamente a água dos poços de monitoramento instalados na área experimental, em função do uso e ocupação da bacia.

Também, de acordo com Rosa Filho (2011), a composição química das águas subterrâneas, para certos elementos, é dependente da natureza da rocha, de quão solúveis são os minerais que a compõem e de quanto tempo a matriz rochosa fica em contato com a água. Segundo o autor, as mudanças mais importantes na composição da água no subsolo, também podem ser causadas por elementos químicos levados por fluxos de efluentes que infiltram através da superfície do solo.

As tabelas apresentadas neste apêndice trazem os valores médios de alguns parâmetros químicos que serviram para a caracterização da qualidade da água nos poços hídricos da bacia experimental durante os anos 2011 e 2012. É observado através dos resultados, que os parâmetros analisados apresentaram pouca variação, isso pode estar relacionado com a baixa circulação da água da chuva no subsolo e por se tratar de um ambiente florestal.

Os valores do parâmetro turbidez, apresentados nas tabelas, estão dentro do limite permitido para águas subterrâneas, segundo os padrões de potabilidade estabelecidos pela portaria 518/2004 do Ministério da Saúde. A turbidez é atribuída principalmente a partículas sólidas em suspensão, que podem transportar outras substâncias adsorvidas proporcionando à água sabor e odor desagradável. A principal fonte causadora da turbidez, principalmente em água de ambiente subterrâneo, é a própria rocha, que intemperiza e libera argilas e silte que ficam suspensos na água (ROSA FILHO, 2011).

Na área que compreende a bacia experimental, o aquífero freático circula através de sedimentos argilosos inconsolidados que compreendem solos residuais da Formação Guabirotuba, o que representa uma das possíveis fontes de fornecimento de íons para a água subterrânea da bacia. Durante os dois anos de avaliação da qualidade da água, não houve constatação de despejo de qualquer fonte poluidora que pudesse comprometer a potabilidade da água do aquífero local. Porém, já que as águas que recarregam os aquíferos na região, circulam através do solo e do

aquífero freático, elas podem adquirir características das argilas montmoriloníticas da Formação Guabirotuba que é mais rica em sílica e álcalis. ROSA FILHO (2012).

Outro parâmetro analisado para a caracterização da qualidade da água nos poços de monitoramento foi o oxigênio dissolvido, que representa para o meio natural, um componente essencial para o metabolismo de organismos aeróbicos presentes na água SANTOS (2007). Por exemplo, a concentração média de oxigênio dissolvido encontrada em águas superficiais naturais não poluídas nos Estados Unidos é de 10 mg.L⁻¹. Já em águas subterrâneas, a tendência é que ocorra a depleção do oxigênio, visto que não existe contato direto com o ar e que o O₂ é consumido na decomposição de material biológico abundante. Por isso, pode estar em pequena quantidade, já que a maior parte do oxigênio dissolvido é consumida na oxidação da matéria orgânica durante a percolação da água na zona de aeração do solo. Assim, os valores encontrados para a água do aquífero na bacia experimental, são menores que os encontrados em rios ou lagos que apresentam turbulência e contato com o ar atmosférico.

Os valores da demanda biológica (DBO) e químicas de oxigênio (DQO), também são apresentados nas tabelas deste apêndice. A DBO caracteriza o consumo de oxigênio pelos organismos vivos como as bactérias que utilizam tal elemento para degradar a matéria orgânica enquanto que a DQO ocorre quando existem compostos orgânicos e ou inorgânicos passíveis de oxidação. Os valores, encontrados na água dos poços da bacia, para ambos os parâmetros são considerados baixos em comparação com aqueles de águas superficiais que podem sofrer aumentos devido ao enriquecimento da água com nutrientes de maneira pontual ou difusa. Os valores encontrados são característicos de ambiente de água não contaminada. É possível observar que os valores médios de DQO em todos os poços foram superiores aos valores médios de DBO, isso pode ter alguma relação com os compostos químicos que possam ser originados a partir do intemperismo das rochas da área. Já os valores baixos de DBO, não indicam a existência de material orgânico que necessite de ser estabilizado pela via biológica.

Os valores de pH variaram entre 5,2 a 7,6, estes padrões encontrados para a água subterrânea da bacia, estão em conformidade como o limite permitida pela portaria Nº 357/2005 do Conselho Nacional do Meio Ambiente (CONAMA), referente

ao limite de acidez da água para o consumo humano. Os resultados da pesquisa, para este parâmetro, estão de acordo com resultados encontrados para água subterrânea do Aquífero Guabirotuba, obtidos em trabalho realizado por Rosa Filho (2012), onde os valores de pH variaram entre 5 a 8,1 nos poços monitorados.

De acordo com Parrom *et al.* (2011), a condutividade elétrica se refere à capacidade que uma solução aquosa tem em conduzir corrente elétrica. Isso vai depender da concentração total dos íons, de sua mobilidade, valência e temperatura. De acordo com o autor, as soluções constituídas pela maior parte dos ácidos, bases e de sais inorgânicos, são boas condutoras de corrente elétrica.

Por isso, os valores de condutividade encontrados para as águas subterrâneas da bacia experimental, expressam as características de um ambiente florestal onde as principais fontes de enriquecimento nutricional da água ficam a cargo, principalmente, da geologia local, já que as águas que carregam o aquífero, na área de estudo, circulam através do solo e durante o seu processo de percolação profunda, a filtragem natural e as trocas iônicas, geralmente, neutralizam os efeitos da poluição que é notório no aquífero livre, ROSA FILHO (2012).

É possível observar a relação do parâmetro condutividade com outro de mesma importância para a qualidade da água na bacia. Os sólidos dissolvidos totais STD, representam a soma de todos os constituintes químicos dissolvidos na água, ou seja, a concentração de substâncias iônicas PARROM *et al.* (2011). De acordo com os autores, as fontes primárias de SDT, podem ser de origem agrícola, residenciais, provenientes de lixiviados de contaminação de solo, fontes pontuais de descarga de poluição das águas industriais e ou de estação de tratamento de esgotos. As substâncias dissolvidas encontradas na água, geralmente contém íons orgânicos e inorgânicos que em concentrações elevadas podem ser prejudiciais à vida aquática.

Desta forma, como já comentado, pelo fato de não ter sido observado nenhuma fonte de poluição, pelo menos pontual, os resultados das análises de amostras de água subterrânea da bacia referentes aos parâmetros condutividade elétrica e sólidos solúveis totais, estão em conformidade com os padrões de potabilidade de água para consumo humano, estabelecidos pela Portaria Nº 2914/2011 do Ministério da Saúde. Os valores constantes nas tabelas, estão em conformidade com valores encontrados para STD obtidos por Rosa Filho (2012) em pesquisa sobre qualidade

de água subterrânea avaliada em área sobre a Formação Guabirota, onde os valores de STD, variaram entre 31,7 a 298 mg L⁻¹.

O nitrato, em geral, pode ocorrer em quantidades traços nas águas superficiais, porém em algumas águas subterrâneas podem atingir concentrações elevadas de até 5 mg L⁻¹. Já a água potável não deve ter mais do que 10 mg L⁻¹ (BRASIL, 2011). As concentrações de nitrato encontradas nos poços da bacia experimental confirmam a ausência de poluição externa, pelo menos durante o período monitoramento da qualidade da água, e estão dentro do limite permitido pela portaria 2914/2011, do Ministério da Saúde para a caracterização de água potável.

O fósforo total, de acordo com Piveli e Kato (2005), é essencial para o crescimento dos organismos, sendo, portanto, o nutriente que limita a produtividade de um corpo de água. A sua presença, na água pode estar relacionada a processos naturais, como dissolução de rochas, carreamento de solo, decomposição de matéria orgânica e também a processos antrópicos que despejam de maneira pontual ou difusa nutrientes na água como fertilizantes, esgotos, detergentes e pesticidas. Portanto os resultados apresentados em tabela, também indicaram que a água da bacia, para este parâmetro de qualidade de água, se encontra dentro dos padrões de potabilidade para água subterrânea de acordo com a resolução 357/2005 do Conama a qual indica 0,020 mg/L como o limite máximo permitido (CONAMA, 2005)

Média Mensal de Parâmetros da Água Subterrânea da Bacia Experimental - 2011

2011	Turbidez (NTU)	OD (mg/LdeO ₂)	DBO (mg/L)	DQO (mg/L)	pH	CE μS/cm	STD (mg/L)	Nitrato (mg/L) de N	P (mg/L)
Poço 1									
Mar	1,30	4,6	3,00	6,09	6,6	47	36	0,120	0,022
Abr	1,20	6,0	3,20	5,40	7,3	22	54	0,000	0,027
Mail	1,30	4,6	3,60	4,90	7,2	33	63	0,030	0,034
Jun	2,01	3,7	4,10	5,30	6,6	65	52	0,020	0,024
Jul	1,12	5,6	3,00	4,80	6,6	36	13	0,000	0,007
Ago	2,03	6,7	2,30	3,60	5,9	53	21	0,030	0,019
Set	1,00	3,5	5,40	6,01	6,6	32	29	0,026	0,010
Out	3,00	7,4	4,00	6,03	5,9	13	19	0,001	0,034
Nov	1,21	7,9	3,90	4,20	6,3	56	43	0,020	0,020
Dez	2,16	7,6	4,60	5,70	5,2	44	32	0,001	0,013
Poço 2									
Mar	5,23	7,0	2,30	5,65	5,5	199	129	0,800	0,102
Abr	5,01	5,2	3,23	6,30	6,0	135	140	0,000	0,028
Mail	4,36	6,9	3,65	5,12	6,4	100	98	0,300	0,026
Jun	4,25	7,0	3,96	4,68	6,4	114	43	0,600	0,034
Jul	3,65	6,2	3,46	5,96	5,9	149	66	0,800	0,028
Ago	6,21	6,8	2,97	6,01	6,6	232	82	0,860	0,036
Set	4,32	6,4	4,03	6,00	7,1	78	44	0,750	0,002
Out	4,39	6,2	4,01	5,64	7,0	117	77	1,000	0,012
Nov	4,00	6,6	3,06	4,69	6,5	90	55	0,200	0,081
Dez	3,90	7,2	2,10	6,00	5,8	210	82	0,980	0,036
Poço 3									
Mar	4,300	7,6	3,21	6,05	6,6	197	129	1,620	0,100
Abr	6,300	6,3	4,20	4,89	7,0	141	117	1,700	0,016
Mail	7,600	7,9	5,2	4,63	5,6	231	54	0,970	0,029
Jun	5,200	6,6	3,78	5,00	6,6	116	112	1,200	0,024
Jul	5,600	7,6	4,50	4,90	5,5	93	66	1,300	0,071
Ago	4,900	7,6	4,00	4,09	5,9	244	97	1,250	0,320
Set	6,100	7,7	3,26	3,89	7,6	38	101	0,980	0,027
Out	7,100	7,5	3,45	4,54	6,8	90	86	0,120	0,021
Nov	5,000	6,1	3,00	6,01	6,6	381	100	0,900	0,114
Dez	4,320	6,9	2,08	4,77	7,0	76	98	0,830	0,009

Onde:OD= oxigênio dissolvido; DBO = demanda biológica de oxigênio, DQO = demanda química de oxigênio; CE = condutividade elétrica; STD = sólidos totais dissolvidos, P = fósforo total.

Média Mensal de Parâmetros da Água Subterrânea da Bacia Experimental - 2011

2011	Turbidez (NTU)	OD (mg/LdeO ₂)	DBO (mg/L)	DQO (mg/L)	pH	CE μS/cm	STD (mg/L)	Nitrato (mg/L) de N	P (mg/L)
Poço 4									
Mar	2,30	4,0	1,00	4,90	7,4	119	123	0,020	0,001
Abr	1,00	3,5	2,20	5,20	5,6	123	102	0,030	0,000
Mail	1,50	2,6	3,20	4,60	6,5	89	56	0,010	0,001
Jun	3,01	1,7	2,00	3,30	7,0	67	88	0,230	0,003
Jul	1,12	6,6	3,00	5,80	4,9	45	71	0,960	0,012
Ago	3,01	6,3	1,30	4,60	5,8	66	73	1,020	0,023
Set	1,00	2,5	5,20	5,01	7,6	98	45	0,690	0,010
Out	2,10	5,4	3,00	4,03	7,0	120	106	1,010	0,011
Nov	2,21	5,9	3,20	3,20	6,9	86	125	1,000	0,000
Dez	1,16	6,6	5,60	2,70	5,5	59	33	0,000	0,321
Poço 5									
Mar	5,23	7,0	2,30	3,20	6,7	99	133	0,035	0,000
Abr	5,01	5,2	3,23	3,56	5,6	87	105	0,246	0,063
Mail	4,36	6,9	3,65	3,74	7,3	63	103	0,532	0,089
Jun	4,25	7,0	3,96	4,01	6,9	165	54	0,126	0,024
Jul	3,65	6,2	3,46	3,54	6,5	145	86	0,874	0,001
Ago	6,21	6,8	2,97	3,00	5,9	130	74	0,100	0,063
Set	4,32	6,4	4,03	4,30	6,3	99	69	1,020	0,089
Out	4,39	6,2	4,01	4,00	6,6	90	96	1,000	0,045
Nov	4,00	6,6	3,06	3,60	7,0	120	36	0,569	0,023
Dez	3,90	7,2	2,10	3,00	7,0	86	76		0,078
Poço 6									
Mar	4,30	7,6	3,21	4,02	7,3	86	116	0,002	0,032
Abr	6,30	6,3	4,20	4,00	6,9	127	112	0,012	0,000
Mail	7,60	7,9	5,2	4,99	5,9	201	101	0,123	0,066
Jun	5,20	6,6	3,78	4,00	5,8	124	99	0,054	0,046
Jul	5,60	7,6	4,50	4,90	4,9	56	103	0,003	0,056
Ago	4,90	7,6	4,00	3,09	5,3	72	86	0,000	0,022
Set	3,10	7,7	3,26	3,09	6,9	67	73	0,023	0,063
Out	4,10	7,5	3,45	4,64	7,3	66	89	0,010	0,020
Nov	5,00	6,1	3,00	4,01	6,9	89	53	0,102	0,007
Dez	4,32	6,9	2,08	3,00	6,0	101	73	0,001	0,001

Onde:OD= oxigênio dissolvido; DBO = demanda biológica de oxigênio, DQO = demanda química de oxigênio; CE = condutividade elétrica; STD = sólidos totais dissolvidos, P = fósforo total.

Média Mensal de Parâmetros da Água Subterrânea da Bacia Experimental - 2011

2011	Turbidez (NTU)	OD (mg/LdeO ₂)	DBO (mg/L)	DQO (mg/L)	pH	CE μS/cm	STD (mg/L)	Nitrato (mg/L) de N	P (mg/L)
Poço 7									
Mar	4,30	3,2	2,20	6,10	7,00	123	123	0,003	0,003
Abr	5,10	6,0	3,36	5,43	5,64	111	142	0,014	0,121
Mail	4,20	6,1	3,50	5,01	5,42	210	201	0,042	0,042
Jun	5,30	7,2	4,20	6,01	5,78	52	85	0,120	0,012
Jul	4,50	7,3	4,01	4,98	6,30	89	96	0,236	0,001
Ago	5,00	6,3	3,06	4,75	6,01	63	76	0,001	0,036
Set	4,60	8,1	3,12	5,36	7,20	45	156	0,562	0,005
Out	6,00	2,3	3,11	5,44	6,60	101	123	0,136	0,009
Nov	4,20	4,6	4,01	6,03	5,30	49	66	1,300	0,101
Dez	7,10	5,3	3,09	5,00	5,40	76	89	0,045	0,403
Poço 8									
Mar	4,50	6,3	2,01	4,01	6,31	100	89	1,020	0,408
Abr	5,30	5,4	2,00	4,66	6,22	124	201	2,010	0,122
Mail	6,30	7,3	4,02	4,58	5,45	168	125	0,005	1,000
Jun	4,10	6,5	3,06	3,87	6,12	87	103	0,412	0,780
Jul	2,10	5,2	4,26	4,06	4,98	65	86	0,012	0,001
Ago	5,00	4,3	3,64	5,33	5,01	82	78	0,781	0,505
Set	3,00	1,2	3,58	6,02	5,42	63	52	0,652	0,421
Out	6,00	9,8	4,02	5,44	4,87	37	165	1,000	0,008
Nov	2,00	6,3	4,33	3,00	7,00	102	83	0,485	0,020
Dez	1,00	3,3	5,01	4,99	6,93	201	156	0,957	0,071
Poço 9									
Mar	6,30	4,6	2,00	4,66	5,60	66	86	0,036	0,023
Abr	5,00	5,6	1,96	7,01	7,01	102	78	0,452	0,103
Mail	3,00	7,6	4,32	4,03	6,45	89	99	0,897	0,040
Jun	4,00	8,2	3,14	3,55	4,89	56	65	0,455	0,081
Jul	6,00	6,1	4,16	6,03	7,03	66	73	2,301	0,004
Ago	4,30	4,5	3,98	5,54	5,12	72	56	1,020	0,061
Set	4,90	5,9	2,06	5,61	4,52	85	78	0,087	0,020
Out	3,10	6,0	4,00	4,87	5,64	89	66	0,001	0,022
Nov	5,00	5,5	3,56	6,02	5,42	32	53	0,023	0,014
Dez	2,90	5,1	4,12	5,01	6,12	58	64	1,450	0,001

Onde:OD= oxigênio dissolvido; DBO = demanda biológica de oxigênio, DQO = demanda química de oxigênio; CE = condutividade elétrica; STD = sólidos totais dissolvidos, P = fósforo total.

Média Mensal de Parâmetros da Água Subterrânea da Bacia Experimental - 2012

2012	Turbidez (NTU)	OD (mg/LdeO ₂)	DBO (mg/L)	DQO (mg/L)	pH	CE μS/cm	STD (mg/L)	Nitrato (mg/L) de N	P (mg/L)
Poço 1									
Jan	1,00	4,36	1,02	2,01	5,50	33	52	0,010	0,300
fev	2,03	6,62	3,23	3,96	6,50	54	50	0,230	0,021
Mar	2,20	3,45	3,52	4,02	6,20	36	63	0,001	0,062
Abr	1,01	5,21	4,21	4,56	5,35	66	33	0,000	0,012
Mail	2,36	4,03	1,26	3,89	4,65	12	28	0,030	0,004
Jun	3,06	5,00	2,01	2,98	6,24	54	44	0,254	0,006
Jul	2,56	4,80	1,63	3,87	5,69	89	65	0,120	1,023
Ago	3,58	6,02	5,32	4,63	6,02	36	54	0,040	0,890
Set	4,21	5,34	7,01	5,62	7,01	64	71	0,560	0,541
Out	3,08	4,11	1,89	4,21	7,60	58	34	0,004	0,756
Nov	1,00	6,00	3,26	4,33	5,66	41	57	0,110	1,021
Dez	2,08	3,51	3,41	4,65		111	63	0,124	0,009
Poço 2									
Jan	2,36	7,012	4,32	5,11	7,32	76	77	0,023	0,041
fev	3,12	6,21	5,26	5,69	6,65	120	98	0,021	0,120
Mar	2,56	3,21	4,32	5,32	6,14	200	162	0,052	0,045
Abr	4,32	5,00	3,90	4,08	6,35	144	129	1,020	0,078
Mail	5,63	4,23	2,32	4,66	5,55	75	136	0,990	0,005
Jun	4,06	6,32	5,14	4,21	5,56	46	87	0,850	0,002
Jul	4,26	8,21	6,33	3,05	6,32	98	95	0,236	0,089
Ago	3,99	6,42	5,82	8,66	6,90	106	103	0,421	0,075
Set	2,36	9,21	5,01	2,54	7,60	75	85	1,201	0,023
Out	3,01	6,01	3,24	2,99	5,21	86	76	0,043	0,055
Nov	4,00	5,42	3,69	3,21	4,63	99	91	1,001	0,003
Dez	2,43	3,61	6,78	4,89	5,32	121	102	0,120	0,001
Dez	1,63	6,37	7,00	5,24	6,60	104	100	0,780	0,036

Onde:OD= oxigênio dissolvido; DBO = demanda biológica de oxigênio, DQO = demanda química de oxigênio; CE = condutividade elétrica; STD = sólidos totais dissolvidos, P = fósforo total.

Média Mensal de Parâmetros da Água Subterrânea da Bacia Experimental - 2012

2012	Turbidez (NTU)	OD (mg/LdeO ₂)	DBO (mg/L)	DQO (mg/L)	pH	CE μS/cm	STD (mg/L)	Nitrato (mg/L) de N	P (mg/L)
Poço 3									
Jan	2,01	7,6	4,01	6,00	6,7	109	113	0,030	0,002
fev	4,32	6,3	4,00	5,02	6,5	120	132	1,023	0,006
Mar	5,54	5,8	3,01	5,01	7,0	98	85	1,520	0,123
Abr	6,36	8,6	3,21	4,03	5,4	56	65	0,031	0,521
Mail	5,45	9,3	2,05	8,00	6,9	67	100	0,012	0,890
Jun	3,87	9,5	3,03	3,98	5,5	88	75	0,532	0,004
Jul	5,00	6,8	2,54	6,65	6,5	75	64	0,122	0,012
Ago	6,56	8,6	1,64	6,12	7,3	105	36	1,000	0,023
Set	6,08	4,6	3,99	6,60	4,8	112	98	1,008	0,001
Out	5,00	5,7	4,00	5,90	5,6	170	130	0,120	0,020
Nov	5,63	6,9	2,56	5,97	6,3	103	116	0,032	0,005
Dez	2,02	5,7	3,50	6,01	7,0	86	102	0,005	
Poço 4									
Jan	5,02	5,4	3,55	5,03	6,4	95	89	0,112	0,036
fev	1,02	6,3	4,03	5,78	5,5	67	87	0,061	1,021
Mar	4,65	4,5	4,21	5,42	6,3	100	66	0,021	0,991
Abr	5,01	3,2	5,00	4,59	7,0	102	102	1,020	0,254
Mail	5,04	6,0	2,05	5,32	6,9	213	75	0,910	0,008
Jun	4,32	5,8	4,00	6,87	5,9	75	68	0,033	0,020
Jul	4,66	8,9	4,01	8,02	6,4	99	44	0,012	0,501
Ago	6,12	7,6	4,56	7,22	7,0	86	56	0,004	0,702
Set	6,00	9,0	3,91	5,61	6,5	36	22	1,000	0,605
Out	4,97	6,4	2,89	6,02	5,8	54	99	0,025	0,304
Nov	4,03	5,8	3,78	5,01	6,1	72	63	0,036	0,005
Dez	4,97	7,1	4,62	5,21	7,0	102	81	0,042	0,102
Dez	5,00	6,5	4,00	4,45	5,4	86	103	0,006	0,697

Onde:OD= oxigênio dissolvido; DBO = demanda biológica de oxigênio, DQO = demanda química de oxigênio; CE = condutividade elétrica; STD = sólidos totais dissolvidos, P = fósforo total.

Média Mensal de Parâmetros da Água Subterrânea da Bacia Experimental - 2012

2012	Turbidez (NTU)	OD (mg/LdeO ₂)	DBO (mg/L)	DQO (mg/L)	pH	CE μS/cm	STD (mg/L)	Nitrato (mg/L) de N	P (mg/L)
Poço 5									
Jan	5,01	6,02	3,30	5,90	6,5	89	66	0,008	0,055
fev	4,02	5,89	3,65	6,01	5,0	101	59	0,354	0,101
Mar	5,40	7,02	4,02	4,54	5,6	220	44	1,250	0,021
Abr	3,01	6,21	3,08	5,78	7,6	103	98	0,190	0,045
Mail	3,98	8,03	4,01	6,04	6,6	66	100	0,021	0,354
Jun	5,01	5,00	3,00	4,90	5,8	85	101	0,054	0,632
Jul	4,01	4,09	5,01	6,00	6,9	78	89	1,020	1,000
Ago	3,63	6,91	3,07	7,08	7,0	98	101	0,870	0,045
Set	5,40	6,01	4,02	5,32	7,5	103	126	0,510	0,063
Out	4,89	6,20	3,02	5,64	5,5	44	35	1,233	0,014
Nov	4,20	5,64	2,90	6,30	6,9	75	32	1,540	1,065
Dez	2,01	7,00	4,00		7,3	203	111	0,045	0,001
Poço 6									
Jan	3,01	4,63	3,00	6,01	5,5	122	86	0,003	0,023
fev	5,02	4,02	3,42	8,01	4,6	99	55	0,241	0,001
Mar	4,30	3,98	5,61	7,03	7,3	71	103	0,750	0,087
Abr	6,01	6,85	4,01	5,45	6,9	74	22	1,000	0,039
Mail	5,00	6,01	3,07	3,99	6,5	86	45	0,991	1,023
Jun	4,10	7,03	3,33	6,02	5,9	99	75	1,562	0,121
Jul	1,02	4,22	4,56	6,40	7,1	101	77	0,451	1,000
Ago	5,00	1,05	5,30	5,31	7,7	132	83	0,123	0,011
Set	4,02	5,41	2,21	6,00	5,9	129	101	0,871	0,120
Out	3,00	7,09	3,89	5,00	7,5	88	120	1,023	0,010
Nov	2,01	4,06	1,05	4,09	6,9	91	69	1,060	0,570
Dez	3,06	6,12	2,00	6,63	5,4	119	99	0,561	1,000
Dez	5,00	6,04	3,78	6,54	3,8	65	46	0,321	0,004

Onde:OD= oxigênio dissolvido; DBO = demanda biológica de oxigênio, DQO = demanda química de oxigênio; CE = condutividade elétrica; STD = sólidos totais dissolvidos, P = fósforo total

Média Mensal de Parâmetros da Água Subterrânea da Bacia Experimental - 2012

2012	Turbidez (NTU)	OD (mg/LdeO ₂)	DBO (mg/L)	DQO (mg/L)	pH	CE μS/cm	STD (mg/L)	Nitrato (mg/L) de N	P (mg/L)
Poço 7									
Jan	4,01	8,20	2,30	5,06	6,7	102	123	0,123	0,002
fev	5,02	6,30	3,01	6,01	5,6	111	78	0,543	0,004
Mar	3,01	5,40	2,45	6,13	6,2	223	122	0,100	0,006
Abr	2,00	4,12	4,32	5,07	6,2	64	133	1,020	0,012
Mail	3,02	3,21	2,00	4,02	4,9	85	59	1,450	0,045
Jun	1,23	5,01	6,01	5,03	5,8	96	88	2,010	0,045
Jul	5,00	6,20	4,02	3,89	7,0	77	122	0,230	1,037
Ago	2,33	5,12	1,00	2,05	6,9	102	104	0,547	1,088
Set	1,25	6,00	4,00	3,09	6,4	301	87	0,961	0,247
Out	4,01	3,08	2,36	4,02	5,1	44	95	0,122	0,452
Nov	3,52	5,40	2,04	1,08	5,6	85	66	0,360	0,088
Dez	4,02	4,89	3,06	5,01	4,0	107	72	1,281	0,001
Poço 8									
Jan	2,03	4,36	4,02	5,03	5,0	85	124	1,023	0,100
fev	5,00	7,25	4,05	5,00	6,4	46	301	0,661	0,003
Mar	1,07	5,08	3,00	4,01	5,7	105	77	2,014	0,041
Abr	2,00	4,00	1,05	4,33	6,7	100	86	0,032	0,431
Mail	4,03	6,04	4,07	2,58	6,9	207	68	0,004	0,428
Jun	5,02	3,05	5,06	1,09	5,8	123	107	0,025	1,058
Jul	3,06	9,01	6,12	6,04	6,5	85	124	1,096	1,010
Ago	4,00	5,03	1,03	6,48	7,1	77	57	2,000	0,574
Set	1,01	1,52	2,07	7,00	7,2	54	99	2,010	0,200
Out	3,00	6,44	5,06	3,01	6,7	111	36	0,004	0,731
Nov	1,00	4,06	3,01	5,21	5,3	95	300	0,061	0,015
Dez	4,02	7,01	2,00	2,36	6,4	77	120	0,378	1,020
Dez	4,30	5,03	4,00	4,91	7,0	56	57	0,663	0,003

Onde:OD= oxigênio dissolvido; DBO = demanda biológica de oxigênio, DQO = demanda química de oxigênio; CE = condutividade elétrica; STD = sólidos totais dissolvidos, P = fósforo total.

Média Mensal de Parâmetros da Água Subterrânea da Bacia Experimental - 2012

2012	Turbidez (NTU)	OD (mg/LdeO ₂)	DBO (mg/L)	DQO (mg/L)	pH	CE μS/cm	STD (mg/L)	Nitrato (mg/L) de N	P (mg/L)
Poço 9									
Jan	4,30	6,60	2,04	5,00	6,5	102	102	0,101	1,000
fev	5,30	5,00	4,05	4,05	7,5	87	107	0,036	0,031
Mar	2,00	4,10	2,03	4,00	6,00	62	67	1,078	0,147
Abr	3,50	6,00	1,00	5,10	4,5	98	101	1,000	0,023
Mail	1,02	5,00	6,00	6,31	7,00	78	55	0,087	0,033
Jun	5,01	4,01	2,00	5,10	5,7	201	67	0,001	0,002
Jul	4,00	3,06	1,42	3,56	7,3	127	100	0,030	0,063
Ago	4,32	7,05	5,01	2,00	6,9	89	68	0,004	0,010
Set	2,05	8,01	3,62	4,01	5,4	67	36	0,085	0,071
Out	5,00	5,61	2,03	3,00	5,9	85	54	1,080	1,085
Nov	3,00	4,20	1,00	5,07	7,0	56	132	2,000	0,004
Dez	4,20	5,30	4,07	3,08	6,7	78	63	1,078	1,023

Onde:OD= oxigênio dissolvido; DBO = demanda biológica de oxigênio, DQO = demanda química de oxigênio; CE = condutividade elétrica; STD = sólidos totais dissolvidos, P = fósforo total.

REFERÊNCIAS

APHA. American Public Health Association. Standard methods for the examination of water and wastewater. 22. ed. Washington: [S.n], 2012.

ANGIER J.T.; MCCARTY G.W.; PRESTEGAARD K. L. Hydrology of first-order riparian zone and stream mid-Atlantic coastal plain, Maryland. **Journal of Hydrology**, v.309. p.149-166, 2005.

BARCELLAR, A. P. O papel das florestas no regime hidrológico de bacias hidrográficas. **Geo. Br**, v. 1, p. 1-39, 2005.

BNDES. Águas subterrâneas. **Informe Infra-estrutura**. [S.l], n. 28, p.1-6, nov. 1998. Disponível em: <www.bnds.gov.br/SiteBNDES/export/sites/default/bndes/g7428pdf>. Acesso 02 jun. 2012. G7428. DOC 2.

BRASIL. Ministério da Saúde. **Portaria nº 2.914**, de 12 de dezembro de 2011b. Dispõe sobre os procedimentos de controle e de vigilância da qualidade da água para consumo humano e seu padrão de potabilidade. Disponível em: <http://www.brasilsus.com.br/legislacoes/gm/110982-2914.html>. Acesso em 2 de fevereiro de 2012. Acesso 20 maio, 2012.

BRASIL. Ministério da Saúde. Portaria 518, de 25 de março de 2004. Estabelece os procedimentos e responsabilidades relativos ao controle e vigilância da qualidade da água para consumo humano e seu padrão de potabilidade, e dá outras providências. **Diário Oficial da União da República Federativa do Brasil**, Brasília, Seção 1, p. 5266-270, 26 março 2004.

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. Conselho Nacional do Meio Ambiente. Resolução nº 357, de 17 de março de 2005. Dispõem sobre a classificação dos corpos de água e diretrizes ambientais para o seu enquadramento, bem como, estabelece as condições e padrões de lançamento de efluentes, e dá outras providências. **Diário Oficial da União da República Federativa do Brasil**, Brasília, Seção 1, p. 58-63, 17 março 2005.

BRASIL. Agência Nacional de Vigilância Sanitária. Resolução RDC nº 275, de 22 de Setembro de 2005. Aprova o regulamento técnico de características microbiológicas para água mineral natural e água natural. **Diário Oficial da República Federativa do Brasil**, Brasília, 23 set. 2005.

GODOY, L.C. **Apostila de geologia**. Departamento de Geociências. Universidade Estadual de Ponta Grossa. Ponta Grossa, 2005.

MATOS, C. F. **Estudos das variações dos sais dissolvidos sais totais dissolvidos das águas subterrâneas na região de Cícero Dantas por meio de perfis geofísicos**. 73. p. Tcc. Departamento de Geologia e Geofísica Aplicada. Universidade Federal da Bahia, 2013.

PARRON, L. M.; MUNIZ, D.H.; PEREIRA, C, M. **Manual de procedimentos de amostragem e análise físico-química de água**. Colombo: Embrapa Floresta, 2011. (Documento, 2032).

PIVELI, R.P. e KATO, M.T. **Qualidade das águas e poluição: aspectos físicoquímicos**. São Paulo: ABES, 2005.

PRIMAVESI, O.; FREITAS, A.R. de; PRIMAVESI, A.C.; OLIVEIRA, H.T. de. Water quality of Canchim's creek watershed in São Paulo, SP, Brazil, occupied by beef and dairy cattle activities. **Brazilian Archives of Biology and Technology**, Curitiba, v. 45, n. 2, p. 209-17, 2002.

ROSA FILHO, E. F.; HINDI, E, C; MANTOVANI, L, E.; BITTEINCOURT, A. V. L. Aquíferos do Paraná. Águas subterrâneas no estado do Paraná. In: ROSA FILHO, E. F et al. **Qualidade da água nas unidades aquíferas**. Edição do autor. Curitiba: [s.n.]?, 2010. p.103-107.

ROSA FILHO, E. F.; HINDI, E, C; MANTOVANI, L, E.; BITTEINCOURT, A. V. L. Aquíferos do Estado do Paraná. In: ROSA FILHO, E. F et al. **As rochas como reservatório de águas subterrâneas e a produtividade dos principais aquíferos no Estado do Paraná**. Edição do autor. Curitiba, 2011. p.43-56.

ROSA FILHO, E. F. Qualidade das águas superficiais e subterrâneas da bacia hidrográfica do Iraí. **Boletim Paranaense de Geociências**. v. 66-67, p. 41-50, 2012

SANTOS, L. C. C. **Proposição de funções regionais para avaliação de vazões máximas nas bacias hidrográficas dos rios Itapemirim e Itabapoana**. Monografia (Bacharel em Ciências Biológicas). Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2007.

SILBESTEIN R., ADHITYA A., DABROWSKI C. **Changes in flood flows, saturated areas and salinity associated with forest clearing for agriculture**. Australia: Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, 2003. 30 p.

SILVA, R. C. A.; ARAUJO, T. M. Qualidade da água do manancial subterrâneo em áreas urbanas de Feira de Santana (BA). **Ciência & Saúde Coletiva**, v. 8 n. 4, p.1019-1028, 2003.

SOPPER, W. E. Effects of timber harvesting and related management practices on water quality in forested watersheds. **Journal of Environmental Quality**, Madison, v. 4, p. 24-29, 1975.